Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck

Gefügekundliche Untersuchungen am Granit des Mont-Blanc und an den angrenzenden Gebieten

Von F. PURTSCHELLER

Mit 11 Textabbildungen, 19 Diagrammen, 1 Karte und 1 Tabelle

(Vorgelegt in der Sitzung am 12. Dezember 1963)

Inhaltsverzeichnis

Übersicht

Der Granit des Mont-Blanc-Gebietes, seine angrenzenden kristallinen Hüllgesteine sowie ein Teil der helvetischen Sedimente im Val Ferret und in der Mulde von Chamonix wurden im Groß- und Kleingefüge analysiert und miteinander verglichen. Weiters wurde der Zusammenhang zwischen Gefüge und Morphologie untersucht.

I. Einleitung

Vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Professor B. SANDER begonnen und durchgeführt. Herrn Professor Sander gilt der besondere Dank des Verfassers für sein stets bekundetes Interesse am Fortschreiten der Untersuchungen und für die jederzeit bereitwillig gewährte Diskussionsmöglichkeit.

Die Arbeiten wurden im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck durchgeführt, dessen Hilfsmittel sein Vorstand, Professor Dr. J. LADURNER, in dankenswerter Weise zur Verfügung stellte.

Der aufrichtige Dank gilt außerdem der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Österreichischen Alpenverein, die durch großzügige finanzielle Unterstützung die Durchführung der umfangreichen Geländearbeiten in den Sommermonaten 1960 und 1961 ermöglichten.

Schon 1956 (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Heft 2, Seite 203) weist B. Sander auf die morphologischen und gefügekundlichen Besonderheiten des Mont-Blanc-Gebietes hin: „So kann man z. B. mit Beachtung des Korngefüges einen Aiguilletypus der Gestaltung (Mont-Blanc Aig. Rouge) als einen Typus der Gefügereliefs mit steilen B-Achsen erfassen und vom Gugliatypus der Dolomiten unterscheiden.“

Ziel der vorliegenden Studie ist eine gefügekundliche Bearbeitung des Mont-Blanc-Granites und der angrenzenden Gesteine, wobei vor allem auf die einheitliche Betrachtung von Makro- und Mikrogefüge sowie auf den Zusammenhang zwischen Morphologie und Gesteinsgefüge (wieder in allen Größenbereichen) Wert gelegt wurde. Im Zuge dieser Untersuchungen konnten Beiträge zur Mechanik der Deformation und Durchbewegung des Granites sowie zur Art und Weise seiner Platznahme und somit zur Granitgenese selbst geliefert werden. Für die gefügekundliche Klassifikation des Granites erwies sich eine petrographische Beschreibung

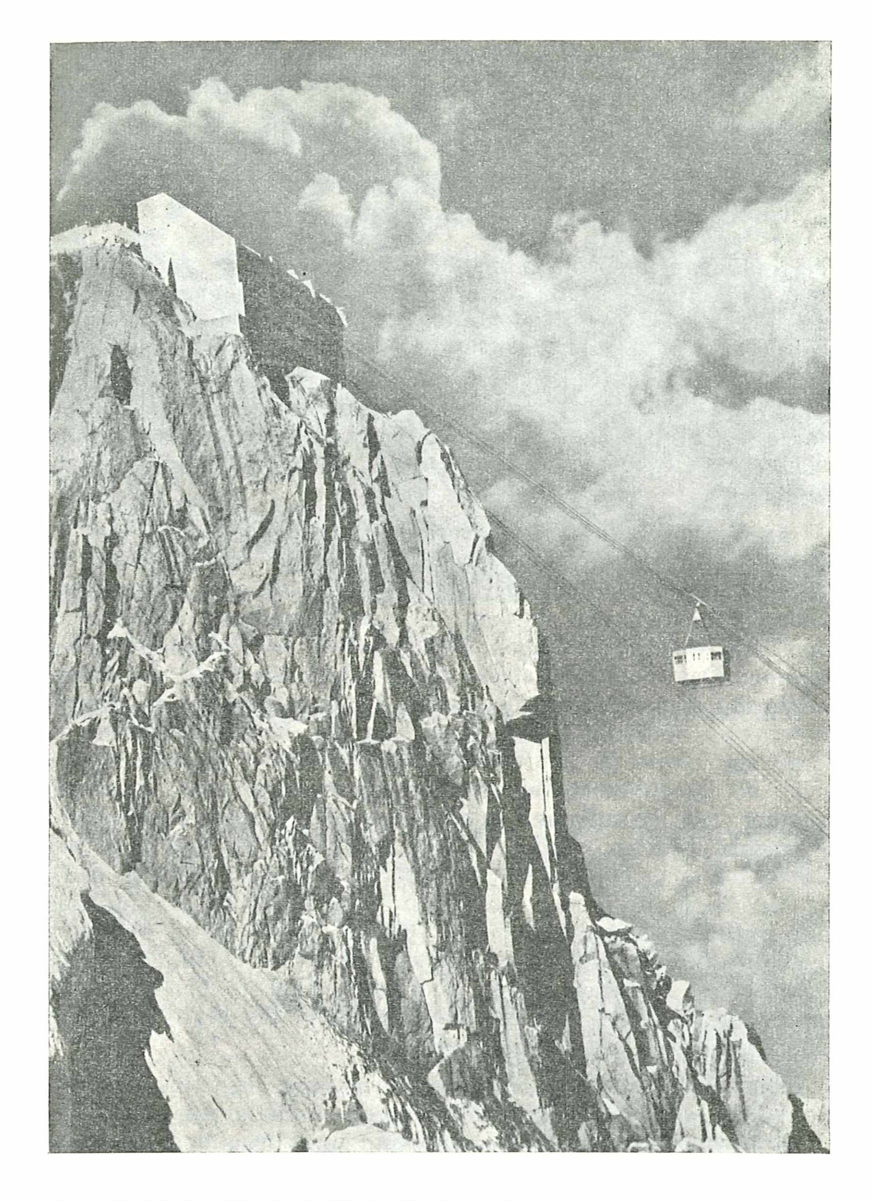


Abb. 1. Gipfel der Aig. du Midi. Steilstehende Fugen im Granit (käufliche Aufnahme).

dieser Typen als notwendig, wobei manches aus der Literatur bereits Bekannte im Zusammenhange nochmals gebracht werden mußte, um die Eigenheiten des Korngefüges anschaulich darzulegen.

II. Morphologische Besonderheiten des Mont-Blanc-Gebietes

Im allgemeinen zeigen die höchstgelegenen Gebirgsgruppen der Alpen, soweit sie aus kristallinen Gesteinen aufgebaut sind, geschlossene, wuchtige, in sich wenig zergliederte Bergformen, die dank ihrer großflächigen Ausbildung eine starke Vergletscherung aufweisen. Bekannte Beispiele dafür sind die Berge des Berner Oberlandes, des Wallis, der Ötztaler Alpen und der Hohen Tauern. Auch die Granitberge des Bergell zeigen vergleichsweise einfache, geschlossene Bergformen und pralle, glatte Wände (etwa am Piz Badile).

Demgegenüber ist der Formenschatz im Granitgebiet des Mont-Blanc ein ganz anderer. Hier herrscht die Bergform der „Aiguille“ Hier ist jeder Grat in eine Unzahl von Türmen und Zacken aufgelöst, wie sie sonst in den kristallinen Gebieten der Alpen nur an ganz wenigen Stellen (etwa am Salbetschyn) vorkommen. Das schönste Beispiel dafür bildet der Wald von Granitnadeln der Aiguilles von Chamonix, der sich vom Col du Midi bis Montenvers erstreckt. Aber nicht nur die Begrenzungsform der Berge und Grate ist für das Mont-Blanc-Gebiet charakteristisch, auch die Ausbildung der Wandabstürze zeigt eine eigenartige Prägung: Alle Wände sind durch strebepfeilerartig vorspringende, senkrechte Kanten gegliedert und unterteilt, so daß sich beim Betrachten eines derartigen Granitberges, wie etwa der Aig. d. Dru der Vergleich mit einem gotischen Dom unmittelbar aufdrängt. Sehr auffällig ist außerdem die Unzahl glattwandig begrenzter Verschneidungen und Risse, die eine weitere Vertikalgliederung verursachen. Daneben treten aber auch flachere bis horizontale Bänder und Flächen auf, die aber mengenmäßig hinter den vertikalen Elementen weit zurücktreten.

Die Ursache dieser Formenentwicklung liegt im Auftreten zahlreicher sich kreuzender steiler Fugen, die in engem räumlichem Abstand voneinander vorkommen und im Vorhandensein weiter, gescharter flacherer bis horizontaler Fugen (Abb. 1 und 2). Das Auftreten dieser Fugen wurde nun im ganzen Granitgebiet des Mont-Blanc untersucht und mit dem Korngefüge konfrontiert.

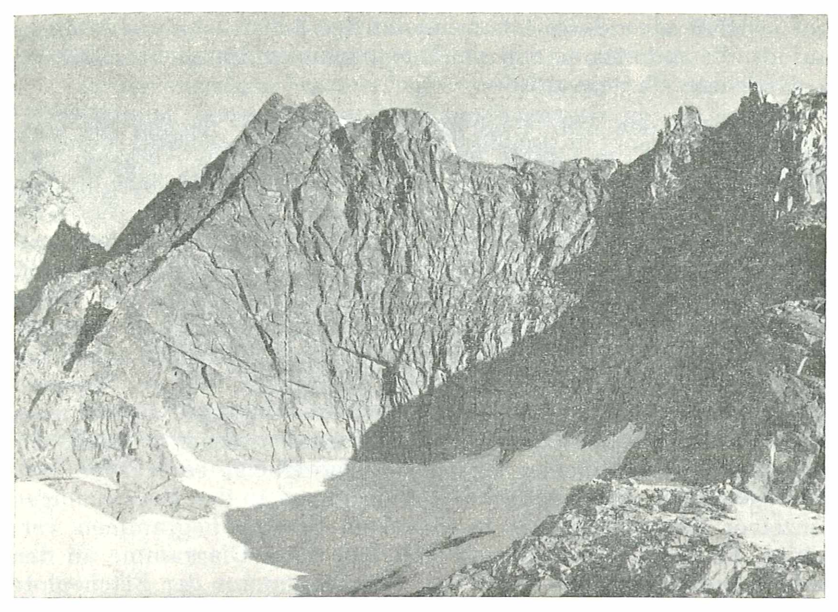


Abb. 2. Aig. Dorees. Scharen steiler und horizontaler Fugen im Granit.

III. Beschreibung des Großgefüges in den verschiedenen Gesteinsbereichen

1. Verteilung der Fugen im Granit

Um den Zusammenhang zwischen Fugen und Morphologie genauer zu fassen, wurden im ganzen Granitgebiet des Mont-Blanc und in den angrenzenden kristallinen Hüllgesteinen über 2000 Klüfte mit dem Kompaß eingemessen und statistisch auf dem Schmidtschen Netz (Äquatorprojektion) dargestellt. An einzelnen Aufschlüssen wurden im allgemeinen 50 Klüfte eingemessen. Der Abstand der Fugen voneinander schwankt in Dezimeter- bis Meterbeträgen, so daß zur Einmessung von 50 Fugen im allgemeinen die Bearbeitung eines verhältnismäßig kurzen Wandstückes (20 bis 30 m Länge) genügte. Hierbei treten, wie aus den Diagrammen hervorgeht, Klüfte verschiedener Hauptrichtungen statistisch gleich oft auf. Durch diesen Umstand werden die auch im engsten Raum polygonal begrenzten Felsformen der Aiguilles herausgearbeitet. Zum Unterschied davon treten in den Granitbergen des Bergell-Massives wohl auch verschiedene steile Kluftscharen

auf, es tritt aber dabei lokal eine einzige Schar sehr viel häufiger auf als alle anderen, so daß sich das Gestein in dünne, aber äußerst großflächige Platten auflöst.

Wie aus der Abb. 2 hervorgeht, liegen die flachen bis horizontalen Fugen im Granit in einem viel größeren Abstand voneinander als die Vertikalfugen, so daß bei Messungen entlang dem Fuß von Wandaufschlüssen diese statistisch relativ unterbewertet werden. Bei Messungen entlang von geradlinig begrenzten Aufschlüssen besteht außerdem ein Schnitteffekt derart, daß senkrecht zur Wandrichtung streichende Klüfte gegenüber den || der Wand streichenden statistisch bevorzugt werden. Um diesen Schnitteffekt auszuschalten, wurden in den einzelnen Bereichen möglichst verschieden orientierte Aufschlüsse vermessen und in Sammeldiagrammen zusammengefaßt. Die Zusammenfassung verschiedener Aufschlußdiagramme zu Sammeldiagrammen erfolgte nach der geographisch räumlichen Zusammengehörigkeit; es wurden also im allgemeinen die verschiedenen Aufschlüsse an den Begrenzungen einzelner Gletscherbecken in einzelnen Sammeldiagrammen vereinigt. In der Übersichtskarte sind nun diese Diagramme an den entsprechenden Stellen eingefügt. Die Diagramme der Flächenlote zeigen im allgemeinen das Auftreten von 2 oder 3 Scharen steilstehender recht scharfer Fugensysteme. Treten 2 Fugensysteme auf, so schwankt der Winkel zwischen ihnen von 30° bis 70°. Nur in einem Falle, nämlich im Gebiet der Aig. Noire am S-Abhang des Mont-Blanc, tritt im wesentlichen nur ein, peripher allerdings deutlich gürtelartig gelängtes Kluftmaximum auf. Flache Klüfte sind wohl überall vorhanden, treten aber aus den oben genannten Gründen mengenmäßig in der statistischen Darstellung gegenüber den Vertikalfugen stark zurück. Im Gelände ist der Zusammenhang zwischen diesen Fugensystemen und dem spezifischen Formenschatz des Mont-Blanc-Granites offensichtlich: Die Vertikalfugen bilden die Grenzflächen der Türme und Zacken der Aiguilles und der Strebepfeiler in den einzelnen Wandfluchten; die flachen bis horizontalen Fugen begrenzen die Felsgebilde oben, so daß diese zackigen Grat- und Bergformen zustande kommen.

Die Schnittlinie dieser Fugensysteme, also die „β"-Achse, liegt nun in allen den vorliegenden Teildiagrammen steil bis vertikal; es ist also im ganzen Mont-Blanc-Granit mit demselben morphologischen Formenschatz zu rechnen. Eine vergleichende Begehung des ganzen Granitgebietes ließ auch tatsächlich die Einheitlichkeit dieses morphologischen Baustiles erkennen. Das gesamte Granitgebiet des Mont-Blanc stellt also in bezug auf das

Auftreten von vertikalen ß-Achsen (Schnittlinien von Scharen von vertikalen Fugen) einen einzigen Homogenbereich dar.

In den einzelnen Sammeldiagrammen wurden die den einzelnen Polmaximen entsprechenden Hauptfugensysteme eingezeichnet, in ihrem Streichen bestimmt und statistisch in Übersicht gebracht. Die Streichrichtungen der Hauptfugensysteme ließen sich dabei in 6, im Folgenden als K_1 bis K_6 bezeichnete Gruppen einteilen:

K_1: Steile Fugen mit Streichen um N 55 E
K_2: Steile Fugen mit Streichen um 78 W
K_3: Steile Fugen mit Streichen um 30 W
K_4: Steile Fugen mit Streichen um 15 W
K_5: Steile Fugen mit Streichen um 18 E
K_6: Steile Fugen mit Streichen um 50 W

In der folgenden Tabelle ist das Auftreten dieser Hauptfugenrichtungen in den einzelnen, räumlich (siehe Karte) fixierten Sammeldiagrammen dargestellt.

D	K_1	K_2	K_3	K_4	K_5	K_6
1	×					
2	×		×			
3	×		×			
4	×				×	×
5						×
6	×	×				
7		×			×	
8	×			×		
9	×	×		×		
10	×	×	×			
11		×	×			
12	×	×	×			
13		×	×			

Es ergibt sich daraus, daß die Richtung K_1 (N 55 E) in fast allen Gebieten (mit Ausnahme von D_7, D_{11} und D_3) auftritt. Sehr häufig (54 %) tritt noch die Richtung K_2 auf, während K_3, K_4 bis K_6 immer seltener vorkommen. Es fällt dabei sofort auf, daß die Hauptrichtung K_1 mit dem Streichen des Mont-Blanc-Granites im großen zusammenfällt; außerdem fällt das Streichen der s-Flächen der kristallinen Hüllgesteine im W und SW des Granitkernes mit dem Streichen dieses Hauptfugensystems im Granit selbst zusammen. Vergleicht man die obenstehende Tabelle mit der räumlichen Lage der einzelnen Diagramme D_1—D_{13}, so lassen sich dabei unschwer zwei größere räumlich zusammenhängende Homogenbereiche unterscheiden.

Als Bereich A (D_3, D_4, D_5, D_6, D_7) läßt sich dabei der Bereich der Aig. Midi über die Aig. von Chamonix, die Aig. Verte bis ins Argentierbecken zusammenfassen; in den Bereich B (D_8, D_9, D_{10}, D_{11}, D_{12}, D_{13}, D_2) lassen sich dagegen alle Diagramme, die im Gebiet des Gebirgshauptkammes und in dessen unmittelbaren Ausläufern nach N und vor allem nach S aufgenommen wurden, zusammenfassen. Das Diagramm D_1 kann, da darin nur ein Maximum (und zwar K_1) vorhanden ist, sowohl zu Bereich A als auch zu B gerechnet werden, die räumlich eindeutige Lage am S-Abhang des Mont-Blanc läßt aber eine Eingliederung dieses Teilbereiches in den größeren Homogenbereich B als sinnvoll erscheinen.

Betrachtet man nun das Streichen der Hauptfugensysteme in den einzelnen Diagrammen D_1—D_{13} und vergleicht damit den Verlauf der wichtigsten Kammlinien in den jeweils entsprechenden Gebieten, so läßt sich folgende Beziehung zwischen diesen beiden Systemen erkennen: Die Hauptfugenrichtungen stimmen jeweils mit den Hauptkammverlaufsrichtungen überein, oder besser die Ausbildung des Reliefs, wobei in diesem Falle die Richtung der Kämme und Täler gemeint ist, richtet sich nach den jeweils vorhandenen Fugensystemen. Eine Änderung der Richtung der Fugensysteme oder auch nur eines Teiles derselben verursacht eine entsprechende Änderung im Kamm und Talverlauf. Besonders deutlich ist dieser Zusammenhang beim Vergleich der Diagramme D_6 mit D_5 erkennbar.

Das Streichen des Hauptfugensystems in D_5 entspricht mit N 30 E ziemlich genau dem Kammverlauf von der Aig. Grepon gegen die Fretes de Charmoz hin; das zweite, schwächer besetzte Fugensystem (N 60 E) entspricht den vom Hauptkamm gegen das Mer de Glace hin entspringenden Seitenkämmen.

Das in räumlich geringe Entfernung von D_5 auf der anderen Seite des Mer de Glace (Gebiet der Dru und Aig. de Moine) aufgenommene Diagramm D_6 zeigt dagegen eine deutliche Übereinstimmung des Kammverlaufes mit dem N 80 W streichenden Hauptfugensystem dieser Gegend.

Eine ähnliche Übereinstimmung zwischen Kammverlauf und Fugensystem ist an jedem einzelnen Teildiagramm feststellbar.

Es ist also hier im Granit des Mont-Blanc ein sehr schönes Beispiel eines Gefügereliefs vorhanden, wobei sich die Abhängigkeit des morphologischen Reliefs vom Gefüge (in diesem Falle dem Fugengefüge) in doppelter Weise ausdrückt:

1. Die für das Granitgebiet des Mont-Blanc charakteristischen Felsformen der Aiguilles sind durch Scharen steilstehender Fugen bedingt.

2. Die Streichrichtung der Grate und Felskämme ist abhängig von der Anordnung der Hauptfugenscharen im Streichen.

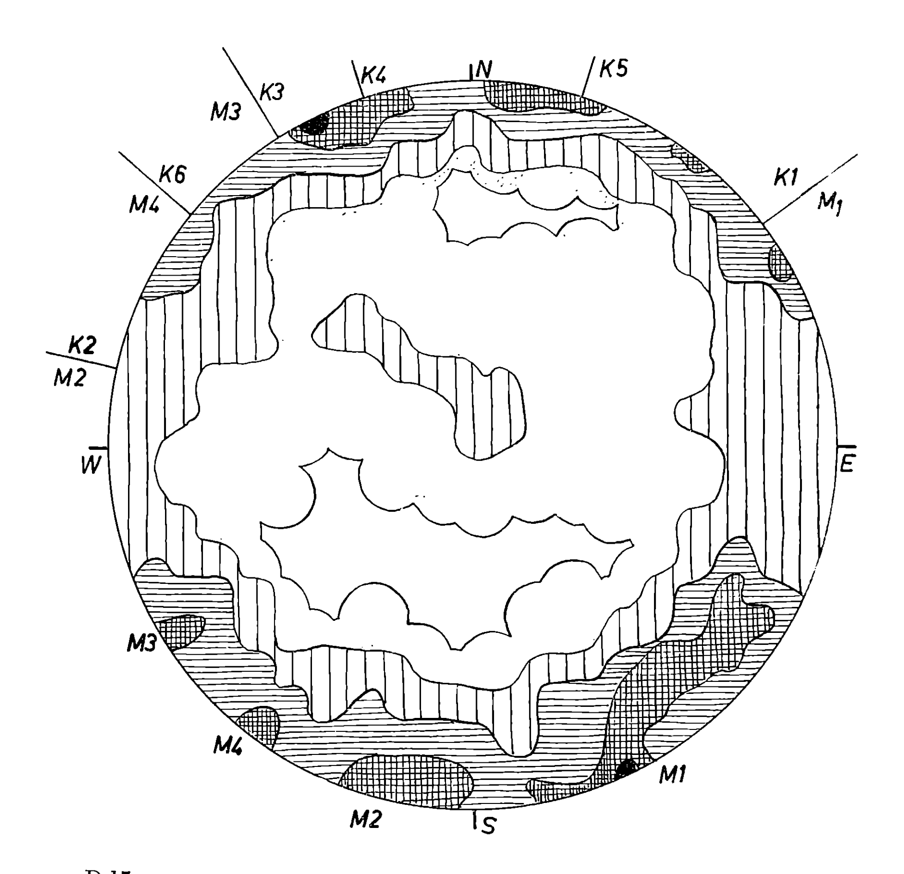
ad 1. Das gesamte Granitgebiet des Mont-Blanc stellt in bezug auf das durch die Schnittlinie der steilen Fugen gebildete β einen Homogenbereich dar; der spezifische Formenschatz des Mont-Blanc-Granites ist also im ganzen untersuchten Gebiet derselbe.

ad 2. Die Streichrichtungen der Hauptfugensysteme in den einzelnen Bereichen weichen jedoch merklich voneinander ab; je nach der Strenge der Betrachtung kann man 2, 3 oder mehr verschiedene Homogenbereiche (homogen in bezug auf die Streichrichtung der steilen Fugen) unterscheiden; dementsprechend wechselt auch der Grat und Kammverlauf in den verschiedenen Bereichen des Mont-Blanc in deutlich erkennbarer Weise.

Um einen abschließenden Überblick über die Verteilung der Fugen im Granitgebiet zu erhalten, wurden alle Fugen (2000) in einem Sammeldiagramm D_{17} (Flächenpole) vereinigt. Das Diagramm zeigt einen deutlichen, nur in der WE-Ebene unterbrochenen peripheren inhomogen besetzten Gürtel; innerhalb dieses Gürtels liegen die stärksten Besetzungsdichten in einem Bereich von N 70 E bis N 65 W konzentriert, wobei im einzelnen noch 4 Untermaxima auftreten. Das Hauptmaximum M_1 wird von den Polen des Hauptfugensystems K_1 gebildet und fällt somit mit dem Streichen des Mont-Blanc-Granites im großen und dem statistischen Streichen der kristallinen Hüllgesteine zusammen. Das Maximum M_2 läßt sich mit K_2 und ebenso M_3 mit K_3 korrelieren; M_4 fällt mit K_6 zusammen, während für K_5 und K_7 keine korrelaten Häufungen im D_{17} vorhanden sind.

Neben diesen peripheren Maxima zeigt D_{17} auch noch eine deutliche zentrale Überbesetzung, die diametral eine deutliche Längung aufweist. Wie schon erwähnt, liegt die Besetzungsdichte dieser zentralen Bereiche des Diagrammes etwas unter den tatsächlichen Verhältnissen.

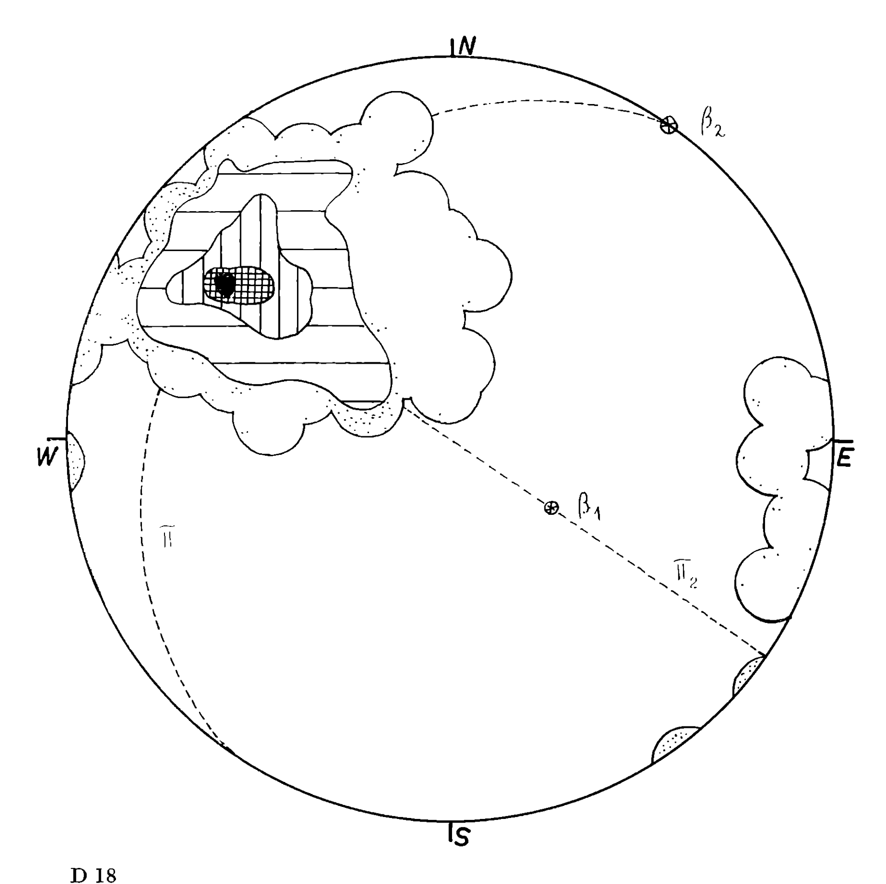
Die Schnittlinien aller dieser Fugen fallen statistisch sehr genau zusammen (ihre Pole liegen auf einem Großkreis) und bilden hier eine vertikale β-Achse. Diese β-Achse ist im Gelände deutlich als Verschneidung zwischen verschieden streichenden steilen Fugen erkennbar und fällt mit den morphologischen Achsen der Felsformen zusammen. Inwieweit diese β-Achse mit tatsächlichen B-Achsen zusammenfällt, soll in einem späteren Kapitel eingehend erörtert werden.



D 17
Sammeldiagramm von 1900 Fugen im ganzen Granitgebiet
5—3—1,5—0,5—0,1—0 %
M 1—4 = Untermaxima
K 1—6 = Richtung der Hauptfugensysteme

2. Flächen und Achsengefüge in den kristallinen Hüllgesteinen des Montblanc-Granites

Der längliche linsen- bis rhombenförmige Granitkern des Mont-Blanc wird im W, SW und NE von kristallinen Hüllgesteinen, Gneisen, Glimmerschiefern und Amphibolithen verschiedener Genese begrenzt, auf deren petrographische und geologische Beschreibung im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden soll. Von großer Wichtigkeit für die vorliegende Frage-



D 18
s-Flächen aus den kristallinen Hüllgesteinen an der Westseite des Granitmassivs
23—19—6,3—3—0,6—0 %

stellung ist jedoch eine Gegenüberstellung der Gefüge (Makro- und Mikrogefüge) dieser beiden Gesteinsserien, wobei in diesem Kapitel vorerst das Makrogefüge der Hüllgesteine behandelt werden soll.

a) s-Flächengefüge: Alle Hüllgesteine zeigen schon ein rein makroskopisch deutliches s-Flächengefüge durch || Orientierung der Hell- und Dunkelglimmer und durch lagenweisen Aufbau aus hellen und dunklen Mineralen. Diese s-Flächen wurden entlang der W-Grenze des Granites von Ref. Prinz Albert bis zur Tête Rousse eingemessen und in D_{18} dargestellt. Das Poldiagramm

zeigt ein sehr starkes, nach allen Seiten gleichmäßig abfallendes Maximum der s-Pole bei N 56 W 30 N. Die Form und Anordnung der Flächen gleicher Besetzungsdichte lassen vorerst rein geometrisch konstruktiv statistisch zwei Längungen erkennen und ermöglichen dadurch die Konstruktion von zwei π-Kreisen π_1 und π_2 mit den dazugehörigen Achsen β_1 und β_2, wobei π_2 etwas deutlicher als π_1 entwickelt ist und beide $\perp$ aufeinander stehen. In D_{19} sind die s-Flächenpole am SW-Ende des Granites, also im Gebiete des italienischen Miage-Gletschers zusammengefaßt. Das Diagramm zeigt eine ähnliche Anordnung wie D_{18}, das Maximum liegt bei N 48 W 30 N; auch hier läßt sich wieder rein konstruktiv ein π-Kreis π_1 einzeichnen, der mit seinem β_1 von (52 W 66 S) sich genau mit π_1 in D_{18} deckt; π_2 mit β_2 ist in D_{19} recht undeutlich erkennbar und fällt auch nicht mit β_2 in D_{16} zusammen. Durch eine geringe Rotation von etwa 15^0 um die steilstehende Achse β_1 (52 W 66 S) lassen sich die Hauptmaxima von D_{18} und D_{19} vorerst rein konstruktiv ineinander überführen.

In D_{20} wurden nun alle gemessenen s-Flächenpole zusammengefaßt. Wieder wurden rein geometrisch konstruktiv zwei deutlich erkennbare π-Kreise π_1 und π_2 mit β_1 und β_2 eingezeichnet; π_1 deckt sich genau mit π_1 in s_{15} und s_{16}, π_2 liegt $\perp$ dazu (β_2 52 E 10 N).

Das generelle Streichen der s-Flächen liegt bei N 49 E mit einem Einfallen von durchschnittlich 60^0 nach SE. Das Streichen der s-Flächen in den Hüllgesteinen verläuft also || der Granitgrenze und parallel den alpinen Strukturen; eine ältere herzynische NS-Richtung (CADISCH, OULIANOFF) konnte nicht beobachtet werden, sie ist statistisch nicht vorhanden.

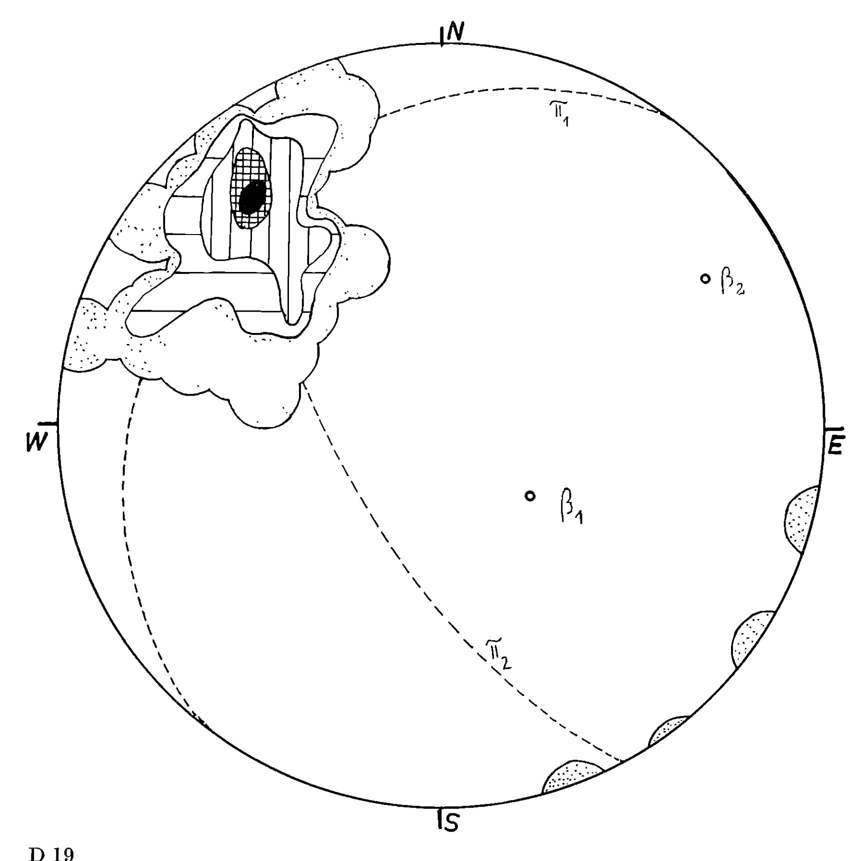
b) Achsengefüge: In allen untersuchten Bereichen innerhalb der Hüllgesteine konnten makroskopisch Faltenachsen verschiedenen Ausmaßes und Linearen festgestellt werden und zwar:

α) Falten im Ausmaße von Meter bis Meterzehnerbereich. In diesen Fällen wurden die Faltenachsen durch mehrere Messungen an den Schenkeln konstruktiv ermittelt.

β) Falten im Ausmaße von dm-Bereich;

γ) Feinfältelungen und Lineare im mm-Bereich.

Die Achsen aller dieser Falten und Linearen fallen statistisch untereinander zusammen und stimmen außerdem mit β_1 in $D_{18, 19, 20}$ überein. (Diese Achsen werden im folgenden als B_1 bezeichnet). Durch Korngefügeuntersuchungen (siehe Abschnitt Korngefüge) wurden die Faltenachsen und Lineare als echte



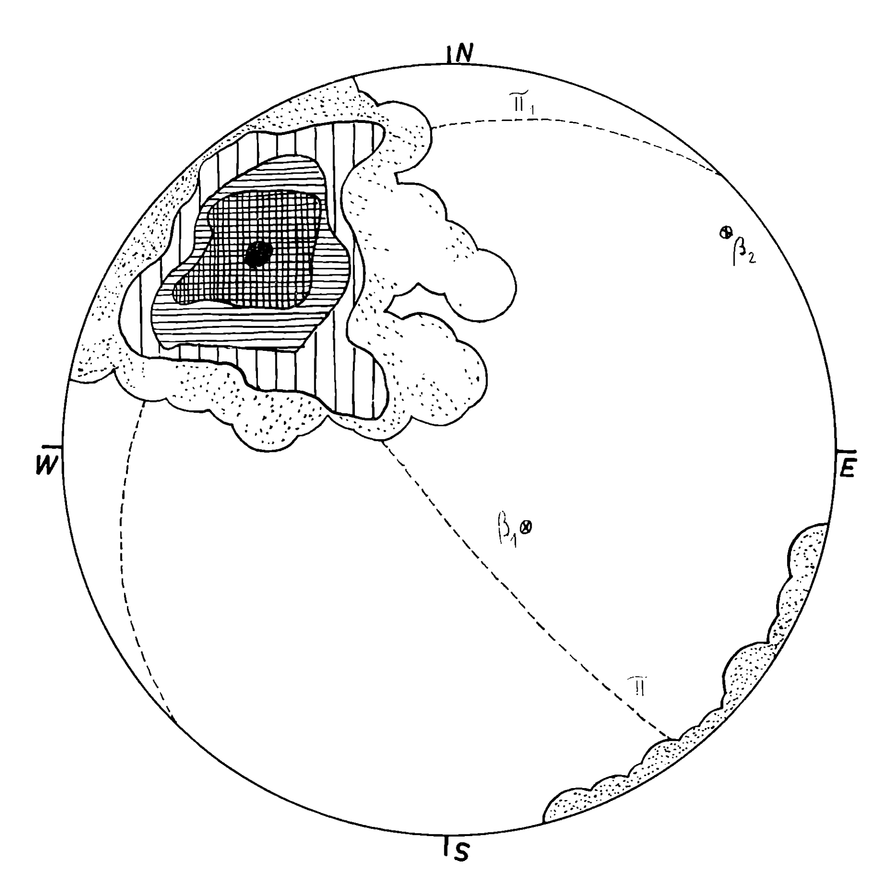
D 19

s-Flächen aus den kristallinen Hüllgesteinen am Südwestende des Granites (Miage-Gletscher)

27—20—10—5—1—0 %

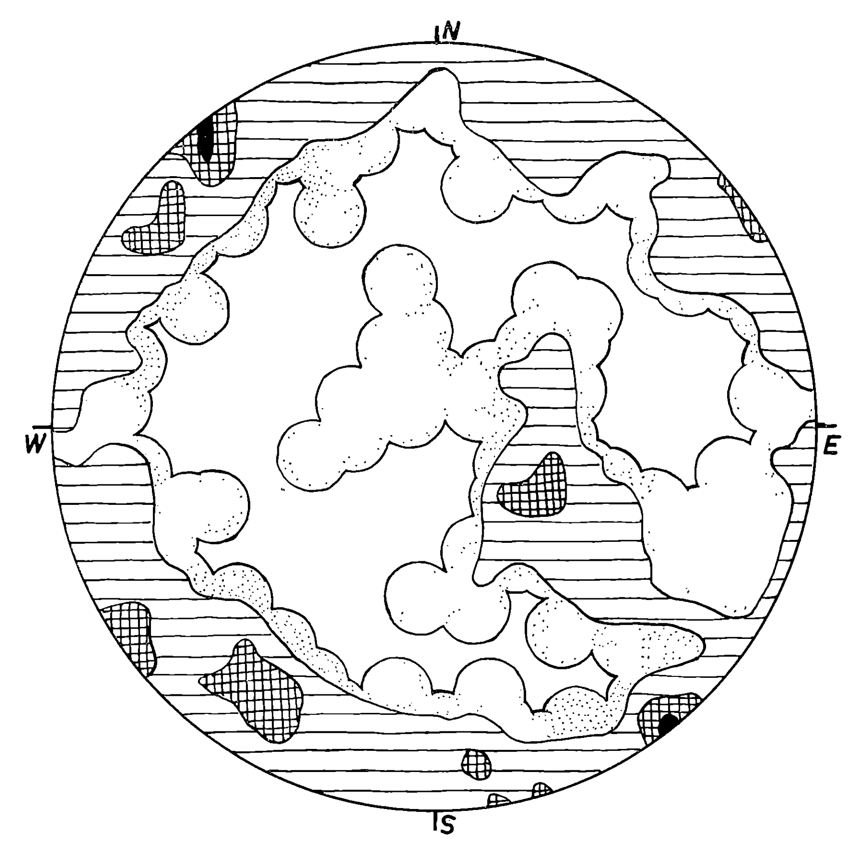
B-Achsen (Symmetrieebene ⊥ B) ermittelt. π_1, β_1 in D_{20} entspricht somit einer echten B-Achse, während β_2 weder durch makroskopisch erkennbare Faltenachsen noch im Korngefüge eindeutig nachweisbar sind.

Inwieweit β_2 einem tatsächlich vorhandenem Fächerbau oder einer großräumigen isoklinalen Faltung mit horizontaler B-Achse entspricht, kann vorläufig nicht entschieden werden. Beide Fälle wären für die abschließende Deutung der steilen Achsen von großer Wichtigkeit.



D 20
Sammeldiagramm aller s-Pole in den kristallinen Hüllgesteinen
17—13—7—2—0,5—0 %

c) Fugengefüge: In D_{21} sind die Fugen in den Hüllgesteinen zusammengefaßt; es ergibt sich dabei in Übereinstimmung mit D_{17} eine periphere Gürtelbesetzung mit verschiedenen Über- und Unterbesetzungen, die bei beiden Diagrammen (D_{21} und D_{17}) im wesentlichen übereinstimmen. In D_{21} tritt aber bei (56 W 65 S) ein deutliches Maximum auf, das in D_{17} fehlt, während der Diametralgürtel von D_{17} in D_{21} undeutlich und nicht geschlossen auftritt. Das Maximum bei 56 W 65 S fällt ziemlich genau mit



D 21

Sammeldiagramm von 1000 Klüften in den kristallinen Hüllgesteinen

6—5—4—2—0 %

β_1 und B_1 zusammen, so daß diese Kluftschar senkrecht auf die B-Achsen steht, was bereits im Gelände deutlich erkennbar ist. Dieser Umstand, sowie das Klaffen dieser Klüfte und ihre Mineralführung (ganz im Gegensatz zu den geschlossenen steilen Klüften), sprechen für ihre Deutung als AC-Klüfte. Der Diametralgürtel in D_{21} steht nicht senkrecht auf B_1 und läßt somit keine eindeutige symmetrologische Lagebeziehung der Klüfte zu B_1 erkennen; das Diagramm D_{21} wird dadurch deutlich triklin.

Der Zusammenhang der Fugensysteme im Granit und den kristallinen Hüllgesteinen wird besonders deutlich, wenn man die Diagramme D_5 und D_{13} auf der Übersichtskarte vergleicht, die ja aus benachbarten Bereichen in Granit und Hüllgesteinen stammen. Der Granit und seine kristallinen Hüllgesteine sind also in bezug auf das Auftreten von mehreren Scharen steilstehender Fugensysteme homogen.

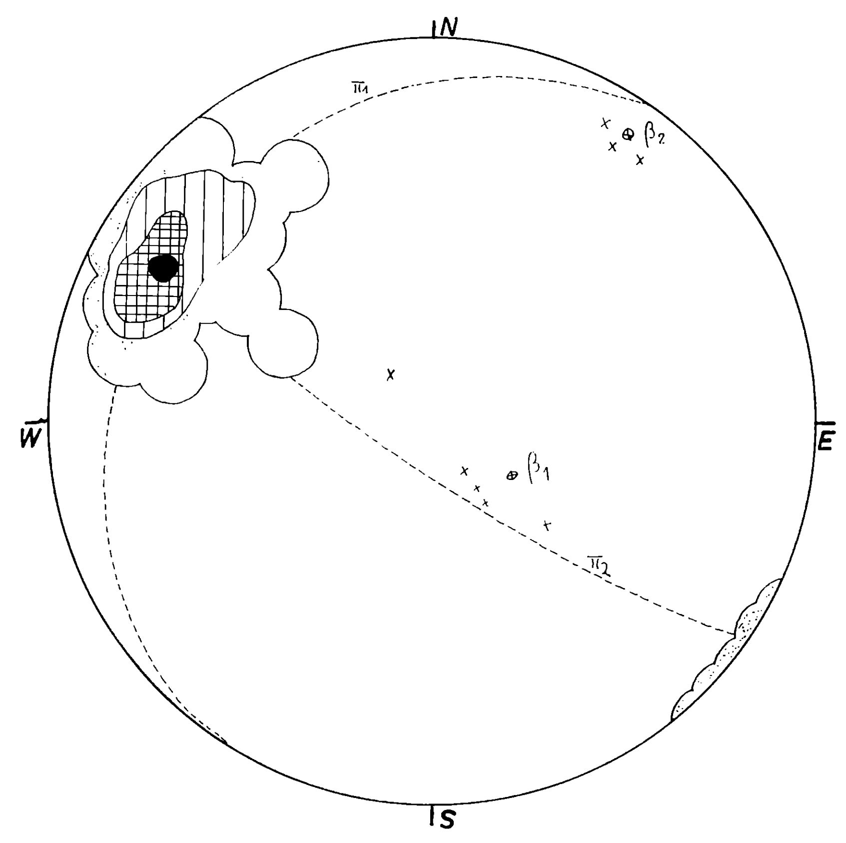
3. Flächen und Achsen in den mesozoischen Gesteinen des Val Ferret und in der Mulde von Chamonix

Nachdem schon von W. PLESSMANN im mesozoischen Gestein bei Martigny steilstehende Achsen beschrieben wurden, wurden zum Vergleich die Verhältnisse in den mesozoischen Gesteinen des Val Ferret und der Mulde von Chamonix untersucht.

Diagramm D_{22} zeigt die ausgezählten Pole der s-Flächen (hier größtenteils als sedimentäres s, also als ss erkennbar) und die in diesen Gebieten beobachteten B-Achsen. Die s-Flächen zeigen auch hier wieder eine ganz ähnliche Anordnung wie in D_{20}, nur liegen sie hier in den Sedimenten statistisch etwas steiler als in den kristallinen Hüllgesteinen des Montblanc. Es wurden auch hier wieder zuerst rein geometrisch konstruktiv zwei π-Kreise und die dazugehörige Achse β gezeichnet. β_1 (52 W 66 S) fällt auch hier wieder mit β_1 in D_{20}, also in den kristallinen Hüllgesteinen zusammen; um β_1 liegen die Mehrzahl der tatsächlich beobachteten B-Achsen. ($\times$ in D_{22}); ganz vereinzelt sind auch flache großräumige B-Achsen zu erkennen, die sehr genau mit β_2 übereinstimmen. Die flachen Achsen liegen als Großfaltungen im Bereich von Meterzehnern und mehr vor und konnten vermutlich aus diesem Grunde nur sehr vereinzelt beobachtet werden. Die steilen Achsen treten im Meter- bis Handstückbereich auf, wodurch sie sehr leicht präparierbar und der Herstellung von Dünnschliffen zugänglich gemacht wurden; es handelt sich dabei um typische Scherfalten.

Die steilen Achsen im Val Ferret wurden gleichzeitig von W. PLESSMANN und H. G. WUNDERLICH beobachtet und in ihrer Achsenkarte des inneren Westalpen-Bogens dargestellt.

Alle diese Achsen treten in Sedimenten des Mesozoikums (autochthones Helvetikum — KURT GRASMÜCK, MB Cita) auf; ihre Prägung kann also nur der alpidischen Orogenese zugeordnet werden, wobei eine genauere Bestimmung der entsprechenden Faltungsphase vom Verfasser nicht durchgeführt werden konnte.



D 22
Pole von ss in den Sedimenten des Val Ferret
32—25—12—3—0 %

4. Orientierung der Einschlüsse im Granit

Allenthalben treten im Granitgebiet Einschlüsse der kristallinen Hüllgesteine, wie Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit usw., auf (siehe Corbin und Oulianoff 1926; Oulianoff 1934; Oulianoff 1960). Nach Oulianoff treten diese linsenförmig gelängten Einschlüsse bevorzugt in N 10 E streichenden Zonen auf, liegen somit annähernd parallel dem SW- und NE-Rand des Granitkerns.

Eine eingehende Einmessung zahlreicher derartiger Einschlüsse ergab nun folgendes:

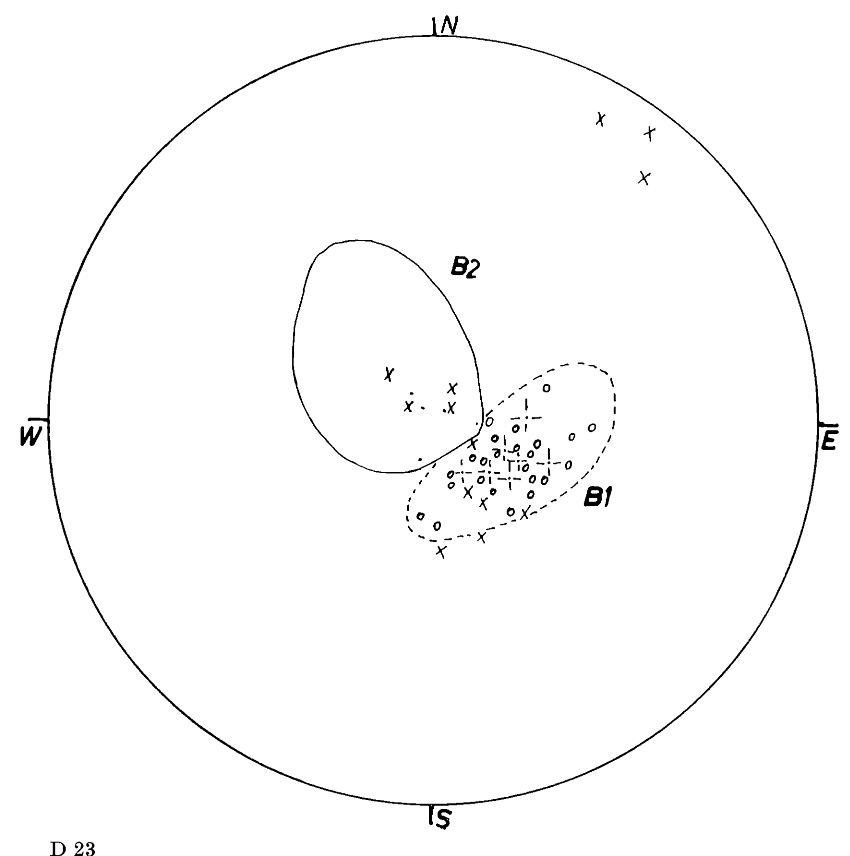
a) Die s-Flächen der Einschlüsse fallen mit wenigen Ausnahmen mit den s-Polen der kristallinen Hüllgesteine zusammen. Eine Ausnahme bilden lediglich Einschlüsse im Bereich südlich der Grandes Jorasses, die zwar dasselbe Streichen wie die anderen Einschlüsse und die kristallinen Hüllgesteine aufweisen, diesen gegenüber aber ein um die Achse β_2 rotiertes Einfallen aufweisen. Infolge der geringen Zahl der rotierten Einschlüsse kann nicht angegeben werden, ob diese Verdrehung einem ursprünglichen isoklinalen Bau mit N 49 E streichender, horizontaler Achse zugeordnet werden kann. Die Anordnung dieses Fächerbaues ist aber für die Deutung der Genese der steilen Achsen von großer Wichtigkeit.

b) In manchen Fällen, so vor allem in der Nähe des Rif. Capua erreichen die Einschlüsse bedeutende Größe (bis Meterausmaß); hier konnten in den Einschlüssen Faltenachsen im Dezimeterbereich beobachtet werden. Diese Achsen liegen steil und fallen genau mit den Achsen in den kristallinen Hüllgesteinen zusammen.

Die Lage der Gefügeelemente (s-Flächen und B-Achsen) in den Nebengesteinseinschlüssen innerhalb des Granits und in denselben kristallinen Gesteinen außerhalb des Granites stimmt also weitgehend überein! Faßt man rein vergleichsweise den Granit als einen riesigen Holoblasten auf, so kann man die Graniteinschlüsse als Interngefüge, die kristallinen Hüllgesteine als Externgefüge bezeichnen. In diesem Falle stimmt Intern- und Externgefüge überein!

Diese frappante Übereinstimmung legt die Annahme nahe, daß das Gefüge der Einschlüsse innerhalb des Granits tatsächlich einem alten reliktischen Großgefüge entspricht; die Platznahme des Granites hat dabei derart stattgefunden, daß das Achsen- und Flächengefüge der kristallinen Gesteine nicht verdreht wurde. Dagegen erscheint es als höchst unwahrscheinlich, daß die Gefügeprägung der Einschlüsse erst dann erfolgte, als sie schon von Granit (entweder als Schmelze oder schon erstarrt) umgeben war; im ersten Fall würde das viel höher teilbewegliche Zwischenmittel die Teilbewegungen aufnehmen, im zweiten Fall müßten auch am Granit stärkere höhere Teilbewegungen korrelate Spuren der Faltung vorhanden sein.

Eine großräumige „Granitisation“ scheint die den angeführten Beobachtungen am besten entsprechende Lösung des Problems zu sein. Es ist dabei ohne weiteres möglich, daß diese „Granitisation“ nur in einzelnen Bereichen des Granitgebietes wirksam war



D 23

Übersicht über die Achsenlagen im Montblanc-Gebiet

β im Granit (Scherungs-B)
-¦- „B" in Granit (Nebengesteinseinschlüsse)
○ B in den kristallinen Hüllgesteinen
× B in den helvetischen Sedimenten

und daß daneben ein älterer Granitkern vorhanden war, der nachträglich alpidisch remobilisiert wurde. Eine jüngere alpidische hydrothermale Mineralbildung in den südlich angrenzenden Gesteinen wird neuerdings von FRANCESCHETTI und GRASMÜCK angenommen, diese könnte mit einer derartigen Granitisation zusammenhängen.

IV. Petrographisch-gefügekundliche Beschreibung der Gesteine (Mikrogefüge)

Der Granit des Mont-Blanc erscheint nur auf den ersten Blick als ein einheitlich homogenes Vorkommen eines grobkörnigen, nicht geschieferten Granites. Rein makroskopisch lassen sich zwei Hauptgruppen innerhalb des Montblanc herausheben.

Typ A: Granit ohne erkennbare Regel der Komponenten:
- a) in mittel bis grobkörniger, porphyrischer Ausbildung
- b) in feinkörniger leukokrater aplitischer Fazies

Typ B: „Granitische" Gesteine mit starker Regel der Mineralkomponenten und damit deutlich vorhandenem s-Flächengefüge (Granitphyllonit).

Dem gefügemäßigen Begriff „Granit" entspricht eigentlich nur die unter A/a genannte Type; freilich kommt gerade diese Gesteinsfazies quantitativ deutlich überwiegend vor. Typ A und B sind durch mannigfaltige Übergangstypen miteinander verbunden, indem der Grad der Regel sehr stark wechselt. Typ A/a und B sind nicht auf einzelne räumlich geschlossene Homogenbereiche beschränkt, sondern sie gehen auf engstem Raume wechselweise ineinander über. Typ A/b dagegen kommt überwiegend an der SE-Grenze des Granites gegen das Val Ferret und Val Veni hin vor; eine Ausnahme bilden die als ausgesprochene Gänge auftretenden Aplite, die im ganzen Granitgebiet vorkommen. Im folgenden sollen die einzelnen Typen näher gekennzeichnet werden:

1. Typ A/a mittel- bis grobkörniger porphyrischer Granit

Makroskopisch handelt es sich um einen leicht grünlich bis rötlichen grobkörnigen Granit mit zahlreichen, in manchen Typen Zentimetergröße erreichenden Feldspatporphyroblasten (Abb. 3). Die Größe der Porphyroblasten und damit der porphyrische Charakter des Gesteins variiert sehr stark bis zum völligen Verschwinden der Einsprenglinge und zum Auftreten eines mittelkörnigen Granites. In allen Fällen fehlt makroskopisch eine Regel der einzelnen Minerale sowohl nach dem Stoffgehalt (also Fehlen von Zeilenbau verschiedener Minerale) als auch nach der Korngestalt. Die makroskopisch deutlich erkennbaren Minerale Quarz und der meist dunkelgrüne Biotit kommen als einzelne unregelmäßig begrenzte Nester vor, wobei innerhalb der Nester ein geschlossenes Teilgefüge der entsprechenden Mineralart herrscht (etwa in einer Quarzlinse); betrachtet man einen etwas größeren

Bereich (etwa ein Handstück), so liegen offene Teilgefüge der verschiedenen Minerale vor; die dazwischenliegenden Feldspatbereiche werden meist von Einkristallen gebildet und stellen untereinander ebenfalls ein offenes Teilgefüge dar.

Unter dem Mikroskop: Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Muskowit, Zirkon, Apatit, Orthit.

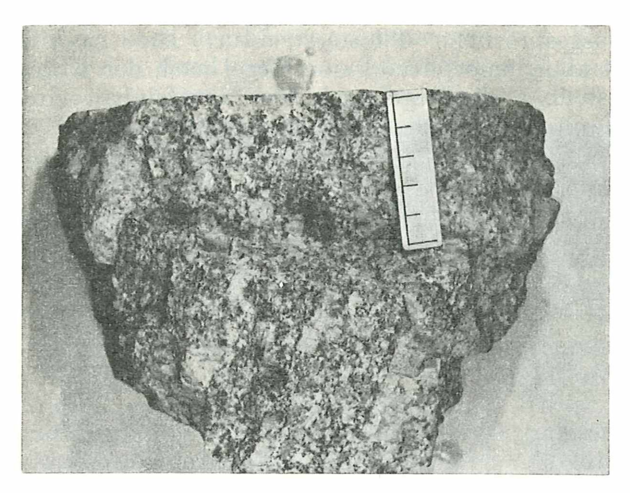


Abb. 3. Grobkörniger, porphyrischer Granit (Typus A/a).

Quarz: Quarz kommt in einzelnen untereinander nicht zusammenhängenden Linsen (bis Zentimetergröße) und Nestern vor. Diese Bereiche grenzen meist an hypidiomorph ausgebildete Plagioklase oder KF, deren Gestalt die Form der Quarznester bestimmt. Zeilenförmige Anordnung der Quarze fehlt in diesem Granittyp. Innerhalb der Quarznester liegt ein geschlossenes Quarzgefüge vor, während das Quarzgefüge eines ganzen Schliffes ein offenes Teilgefüge darstellt. Als Einschluß in anderen Mineralen tritt Quarz in diesem Granittyp nicht auf.

Innerhalb der Quarze lassen sich deutlich zwei verschiedene Gruppen unterscheiden:

a) Undulöse Großquarze: $4{,}0 \times 3{,}0$ mm durchschnittlicher Durchmesser; diese Quarze sind stark undulös, die optischen Achsen an zusammenhängenden Individuen differieren bis zu 15° voneinander (siehe Diagramm). Diese Großquarze lösen sich randlich meist in eine Vielzahl mittelgroßer Quarze auf; die der nächsten Gruppe angehören.

b) Mittelgroße Quarze: Korngröße schwankt um 0,14 als längsten und 0,08 mm als kürzesten Durchmesser; diese Quarze sind nicht undulös; sie kommen sowohl angrenzend an undulöse Großquarze als auch in geschlossenen Nestern ohne Beteiligung von Großquarzen vor; sie dürften in beiden Fällen aus der Zerlegung ursprünglicher Großquarze unter eventueller Beteiligung einer späteren Rekristallisation entstanden sein. Derartige Quarznester zeigen ausgesprochene Pflasterstruktur. Die Ausbildung der Quarze ist allotriomorph und eine Regel nach der Korngestalt ist nicht feststellbar; die Regel nach dem Kornfeinbau wird in einem eigenen Kapitel behandelt.

Plagioklas: Plag. kommt in diesem Granittyp in drei verschiedenen Ausbildungen vor.

1. Große Externplagioklase: Korngröße von etwa 5×3 mm mit meist ziemlich engen Lamellen nach dem Albitgesetz; die Lamellen sind nicht gebogen oder zerschert.

2. Kleine Externplagioklase: Korngröße von etwa 0,1 mm. Sie kommen seltener vor und liegen dann meist innerhalb der Quarznester (inzwischen den mittelgroßen Quarzen).

3. Internplagioklas als Einschluß in Mikrolkin. Die Plagioklase sind meist ziemlich klein (0,5 mm) und zeigen öfters amöbenartige Formen, die auf eine starke Korrosion durch KF hinweisen. Mehrere benachbarte Einschlüsse in einem Mikroklin zeigen öfters untereinander gleiche Auslöschung.

Alle drei Typen zeigen in den meisten Fällen reichlich Interngefüge von sehr kleinem Hellglimmer, Zoisit und Klinozoisit; eine genaue Bestimmung dieser Minerale war infolge der geringen Korngröße nicht möglich. Diese Minerale werden als Umwandlungsprodukt des Plag. aufgefaßt. Neben diesen noch erkennbaren Umwandlungen tritt häufig eine mikroskopisch nicht mehr auflösbare gebliche Trübung der Plag. durch feinste Mikrolithe auf. Ein durch lagenweises Auftreten der Einschlüsse kenntlicher Zonarbau konnte im allgemeinen nicht beobachtet werden, die Einschlüsse reichen meist in gleichmäßiger Verteilung bis ganz an den Rand des Feldspatkristalles. Eine Ausnahme bilden nur diejenigen stark zersetzten Plag., die entweder ganz in KF stecken oder teilweise daran grenzen. An der Grenze KF/Plag. tritt nämlich meist ein schmaler einschlußfreier Saum in Plag. auf; grenzt ein Plag. zur Hälfte an KF und zur anderen Hälfte an Quarz, so tritt an der Grenze zur KF dieser Saum auf, während er am selben Mineral gegen den Quarz hin fehlt. Da die optischen Verhältnisse im Inneren des Minerals und am Rande, soweit es mit U-Tischmessungen fest-

gestellt werden konnte, dieselben sind, handelt es sich in diesem Falle jedoch nicht um einen Zonarbau im Sinne einer zonenweise wechselnden Zusammensetzung (siehe Abb. 4). Ein Hinweis auf verschieden alte Plagioklasbildung konnte aus den Gefügebildern meist nicht abgeleitet werden.

Die optischen Daten der Plag. wurden am Leitzschen Universaldrehtisch eingemessen und mit Hilfe der Kurven in Tröger 1959, vor allem nach den Stereogrammen von v. d. Kaaden ausgewertet. Auf den Grad der Genauigkeit dieser Kurven kann in

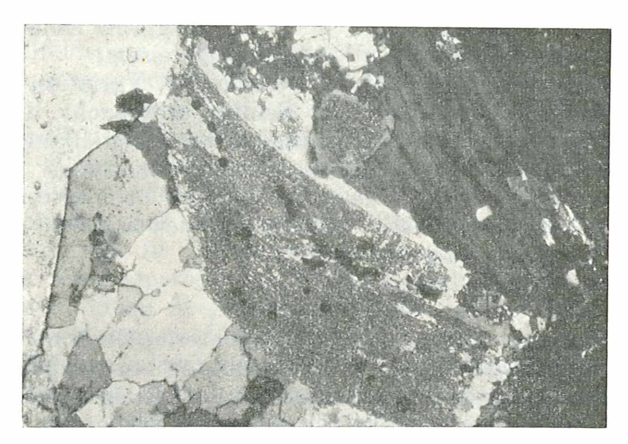


Abb. 4. Granit Typus A/a (Nicols ⊥). Einschlußfreier Rand (weiß) des Plagioklases (grau) an der Grenze gegen Kalifeldspat (dunkel).

diesem Zusammenhang natürlich nicht eingegangen werden. In manchen Fällen wurden auch die Angaben von Tuttle berücksichtigt. Der Achsenwinkel 2 V x schwankt in den meisten Schliffen von rund 90—100°, in einem Schliff konnte eine Schwankung von 80—104° beobachtet werden. Der Anorthitgehalt der Plag. schwankt zwischen 0 und 32% An; diese Endwerte kommen aber relativ selten vor, die Mehrzahl der gemessenen Plag. zeigt einen An-Gehalt um 10%; die größte Schwankung innerhalb eines Schliffes wurde mit einer Spanne von 2—32% An an einem Handstück aus der Gegend der Aig. Dorei beobachtet. In fast allen Fällen liegt Tieftemperaturoptik vor.

Fast alle Plag. sind nach dem Albitgesetz verzwillingt, daneben konnten, aber weit seltener, Periklinzwillinge beobachtet werden. Alle diese Lamellen sind in den Graniten des Typus A/a nicht gebogen oder zerschert, zum Unterschied von den sonst ganz

ähnlichen Plag. des Granittypus B, die diese Erscheinungen in reichem Maße aufweisen. Ebenso fehlt in den Graniten des Typus A/a jegliche kataklastische oder proteroblastische Erscheinung. Ein Zusammenhang zwischen dem An-Gehalt der Plag. und ihrer Ausbildungsweise konnte nicht beobachtet werden. Wohl aber ist eine deutlich wahrnehmbare Beziehung zwischen An-Gehalt und Menge des Zersetzungsproduktes (vor allem Zoisit) innerhalb der Plag. in Schliffen in denen Plag. mit verschieden großem Grade der Umwandlung nebeneinander vorkommen, gegeben; Plag. frei von Zersetzungserscheinungen zeigen weit höhere An-Werte (um 30% An) gegenüber stärker umgewandelten Plag. im selben Schliff, die einen An-Gehalt von rund 10% An aufweisen.

Um eine eventuell mögliche regionale Variation des An-Gehaltes festzustellen, wurden 15 Schliffe untersucht, deren Entnahmestellen über das ganze Granitgebiet des Mont-Blanc verstreut liegen. Es konnten dabei innerhalb des Granittypus A/a keine regionalen Schwankungen des An-Gehaltes beobachtet werden, das ganze Granitgebiet stellt also in Hinblick auf den An-Gehalt der Plag. ein Homogengebiet dar.

Alkalifeldspat

Alkalifeldspat kommt in bis zu mehreren Zentimeter großen hypidiomorph ausgebildeten Porphyroblasten vor (längster Durchmesser 5 cm, kürzester Durchmesser 2 cm). In der Mehrzahl der Fälle ist eine deutliche Mikroklingitterung vorhanden, sie kann aber auch stark zurücktreten und sogar völlig fehlen. Ebenfalls ist schon im Schliffbereich stark wechselnder Anteil von Flecken und Aderperthit erkennbar.

Die Bestimmung der Alkalifeldspate wurde ebenfalls mit dem Universaldrehtisch durchgeführt; die Auswertung der Ergebnisse erfolgte wieder nach den Tabellen in TRÖGER 1959 und nach dem Stereogramm von v. D. KAADEN. Leider konnte auch hier keine röntgenoptische oder chemische Analyse durchgeführt werden.

Die Achsenwinkel der Alkalifeldspate schwanken zwischen $2V \times 80$ und $2V \times 94$, wobei der weitaus überwiegende Anteil auf den Wert um $2V \times 80$ entfällt. Die Pole der Spaltbarkeit 001 fallen auf dem Stereogramm v. D. KAADEN genau mit der Signatur für Mikroklin zusammen; gemeinsam mit dem häufigen Auftreten der Mikroklingitterung steht die Bestimmung als Mikroklin eindeutig fest. Geht man mit dem durchschnittlichen Betrag des Achsenwinkels in die Tabelle S 96 in TRÖGER hinein, so ergibt sich für Mikroklin ein Gehalt von 35—40 Mol.-% (Ab_{93} An_{07}). Ein Zusammenhang zwischen Albitgehalt und Perthitanteil konnte nicht

beobachtet werden. Eine regionale Variation in der Zusammensetzung der Alkalifeldspäte innerhalb des Granitgebietes fehlt ebenfalls.

Orthoklas konnte nicht einwandfrei nachgewiesen werden; lediglich in zwei Fällen ist die Möglichkeit des Auftretens von Orthoklas gegeben, eine sichere Entscheidung darüber war aber nicht möglich. Die an den Plag. so häufigen Umwandlungserscheinungen in mikroskopisch deutlich erkennbare Hellglimmer und Zoisit fehlen beim Mikroklin, es ist lediglich eine leichte Trübung der Kalifeldspäte festzustellen. In ein und demselben Schliff sind die Plag. immer weit stärker umgewandelt und getrübt als die Kalifeldspate. Zeigen Internplag. in Mikroklin ein reichliches Interngefüge von Serizit, so fehlt dieses Mineral im umgebenden Mikroklin.

Innerhalb des Mikroklins kommen sehr häufig Einschlüsse von Plag. und, allerdings weit seltener, Biotit vor. Der Mikroklin hat dabei den Plag. verdrängt; die lappig buchtigen Formen der Plag. deuten eindeutig auf die korrosive Einwirkung des Mikroklins auf den Plag. hin. In den meisten Fällen liegt der längste Durchmesser der Plag.-Querschnitte || den Lamellen nach dem Albit-Gesetz. Es kommen aber auch Plag. vor, deren Albit-Lamellen senkrecht der Längserstreckung liegen.

Auch im Typ A/a sind diese riesengroßen Mikroklinholoblasten stellenweise zerschert und zerbrochen; diese Erscheinungen treten allerdings lange nicht so häufig wie im Granittyp B auf; die Risse im Mikroklin sind durch kleine bis mittelgroße, meist nicht undulöse Quarze als jüngste Bildungen verheilt; daneben treten seltener auch Epidot und Muskowit als fugenfüllendes Mineral auf.

Der Mikroklin wird randlich von mittelgroßen nicht undulösen Quarzen korrosiv angegriffen.

Die ganze Ausbildungsweise und das Vorkommen des Mikroklins deuten auf sein Wachstum als Holoblast in einem bereits starren Gefüge hin.

In der Reihenfolge der Kristallisation der Hauptgemengteile rangiert der Mikroklin nach Biotit und Plag., jedoch vor der Bildung von Quarz, oder zumindest vor der Bildung des jüngsten Quarzes.

D. Krumenacher hat am Granit des Mont-Blanc radioaktive Altersmessungen vorgenommen, die ein Alter von 46 Mill. Jahren ergeben. Dieses Ergebnis paßt nun keineswegs in die bisherigen Vorstellungen des Alters des Montblanc, der ja seit Duparc et Mrazec als variscisch angenommen wird. Krumenacher selbst deutet das Ergebnis als Verfälschung des Alters durch Mobilisation

während der alpinen Orogenese. Die Bestimmungen KRUMENACHERS am Mont-Blanc-Granit wurden nun an Mikroklin vorgenommen, während bei allen anderen in der oben zitierten Arbeit beschriebenen Gesteinen Minerale der Glimmergruppe analysiert wurden. Im Falle des Mont-Blanc ist die Bildung des Mikroklins eindeutig jünger als die Kristallisation von Biotit. Es kann allerdings vorläufig nicht angegeben werden, welcher Zeitraum zwischen der Kristallisation von Biotit und der von Mikroklin vergangen ist; eine Aussage darüber wäre unter Umständen erst nach einer Altersbestimmung des Biotits möglich.

Biotit

Biotit kommt meist in einzelnen, miteinander nicht zusammenhängenden Nestern von unregelmäßiger Gestalt vor. Im typischen Granit A/a ist keine oder nur eine untereinander gleich orientierte Längung dieser Glimmerbereiche und damit die Andeutung eines stofflichen s-Flächengefüges gegeben. Innerhalb einzelner Nester liegen mehrere bis viele Biotite (je nach Korngröße) beisammen. Eine || Orientierung des Glimmers fehlt. Die Korngröße der Biotite beträgt von $10 \times 0{,}3$ mm bis maximal $2{,}5 \times 0{,}5$ mm, der größte Teil liegt bei $15 \times 0{,}3$ mm. Die sehr großen Biotite zeigen häufig eine deutliche postkristalline Verbiegung, die in eine der großen Biotitindividuen in eine Vielzahl kleinerer, ihrerseits nicht verbogener Biotite übergehen kann. Bei der Entstehung dieser kleineren Biotite dürfte es sich unter Umständen um eine Neukristallisation handeln.

Die Farbe von n_γ wechselt von blaugrün über lindgrün zu normalen Brauntönen; nach TRÖGER S. 82 ist eine Abhängigkeit der Farbe vom Gehalt an TiO_2, FeO und MgO gegeben; es handelt sich demnach hier um überwiegend FeO- und MgO-reiche, TiO_2-arme Biotite. Die grünen Farben überwiegen dabei quantitativ weitaus. In manchen Fällen tritt innerhalb einzelner Biotitkörner in Schnitten $\perp$ zu 001 ein unscharfer, sich teilweise ineinander verzahnender Lagenbau von braun und grün gefärbten Bereichen auf; in Schnitten || zu 001 sind dementsprechend fleckige Farbverteilungen vorhanden. In ein und demselben Schliff können verschieden gefärbte Glimmer nebeneinander vorkommen, in den meisten Fällen jedoch ist der Bestand an Biotit im Schliffbereich ziemlich einheitlich.

Blaugrün gefärbte Biotite führen öfters reichlich Sagenit, zum Unterschied von den stärker bräunlichen Varietäten, denen derartige Rutileinschlüsse fehlen. Diese Beobachtung läßt sich erklären durch den höheren Titangehalt der bräunlichen Biotite,

während bei den blaugrünen Varietäten der Titangehalt nicht mehr im Biotitgitter eingebaut ist, sondern in Form von feinen Rutilnadeln im Biotit vorkommt.

Als Einschlüsse kommen in Biotit kleine Nadeln von Apatit und kleine Zirkonkörner vor; beide Einschlußminerale treten quantitativ in äußerst geringen Mengen auf; um Zirkon sind pleochroitische Höfe erkennbar.

Umwandlungen: In einigen wenigen Schliffen ist Umwandlung des Biotit in Chlorit festzustellen; das Chloritmineral zeigt eine ganz leichte grünliche Farbe, keinen erkennbaren Pleochroismus, n_α steht $\perp$ 001 #, die Interferenzfarben sind deutlich anomal entenblau; wahrscheinlich handelt es sich um Pennin.

In sehr vielen Schliffen tritt innerhalb der Biotite ein äußerst feinkörniges Zersetzungsprodukt auf; im Schliff erscheint es wohl infolge der geringen Korngröße und der extrem hohen Lichtbrechung als praktisch schwarz und undurchsichtig, die Doppelbrechung der einzelnen XX liegt, soweit es bei der geringen Korngröße noch genauer erkennbar ist, im Bereich der 1. und 2. Ordnung; das Mineral tritt meist in $\parallel$ den 001 Rissen gelängten Linsen auf; in manchen Fällen tritt auch ein deutlicher breiter Saum dieses Zersetzungsproduktes $\perp$ zu 001 am Rande größerer Biotite auf. Eine exakte Bestimmung dieses Minerals konnte nicht durchgeführt werden, möglicherweise handelt es sich jedoch um feinkörnige Aggregate von Epidot; in manchen Schliffen ist nämlich deutlich der Übergang dieser feinstkörnigen dunklen Massen in große Epidote zu erkennen.

In allen Schliffen zeigen die Biotite mindestens eine der oben beschriebenen Umwandlungserscheinungen. Chloritisierung und Epidotausscheidung gehen dabei meist Hand in Hand. Die Biotite zeigen, wie schon erwähnt, Einschlüsse von Zirkon und Apatit, sie treten ihrerseits aber wieder als Einschlüsse in Mikroklin und in Interplag. in Mikroklin auf. Die Bildung des Biotites ist also nach der Kristallisation von Zirkon und Apatit und vor der Bildung von Plag. einzureihen.

Epidot

Die Epidote zeigen bei einer Größe von $0{,}30 \times 0{,}09$ mm einen ganz schwachen Pleochroismus; der Achsenwinkel beträgt im Mittel um $2\,V \times 70^0$, das entspricht nach den Tabellen von Tröger einem sehr eisenreichen Pistazit. Wie schon erwähnt, kommt Epidot meist in enger Verwachsung mit Biotit und in unmittelbarer Nähe desselben vor; in diesen Fällen ist der Epidot wohl als Abkömmling des Biotites zu deuten. Die Schliffe mit

derartig entstandenem Epidot zeigen einen sehr geringen prozentualen Anteil von Epidot. In Schliffen mit einem größeren Gehalt an Epidot ist dieser dort an das Vorkommen eines Minerals mit einem extrem starken Pleochroismus von hellbraun zu einem dunkelbraun bis fast schwarz einer ganz geringen Doppelbrechung bei einer Lichtbrechung von 1,70 ohne erkennbare # gebunden; bei diesem Mineral handelt es sich offenbar um stark isotropisierten Orthit. In enger Verwachsung mit Orthit tritt nun reichlich Epidot auf. Auch dieser Epidot entspricht einem eisenreichen Pistazit.

Die Zusammenfassung aller Schliffbeobachtungen läßt folgende Reihenfolge der Kristallisation der Hauptgemengteile erkennen:

Apatit
Biotit ⟶ Plag. ⟶ Mikroklin ⟶ Quarz
Zirkon
Chlorit, Epidot
Serizit, Klinoserizit

Ausgezogene Pfeile bedeuten hier normale primäre Kristallisation, während —○—○—→ unterbrochene Pfeile Umwandlungsprodukte bereits bestehender Minerale andeuten sollen; die Pfeilrichtung zeigt immer die spätere Bildung an.

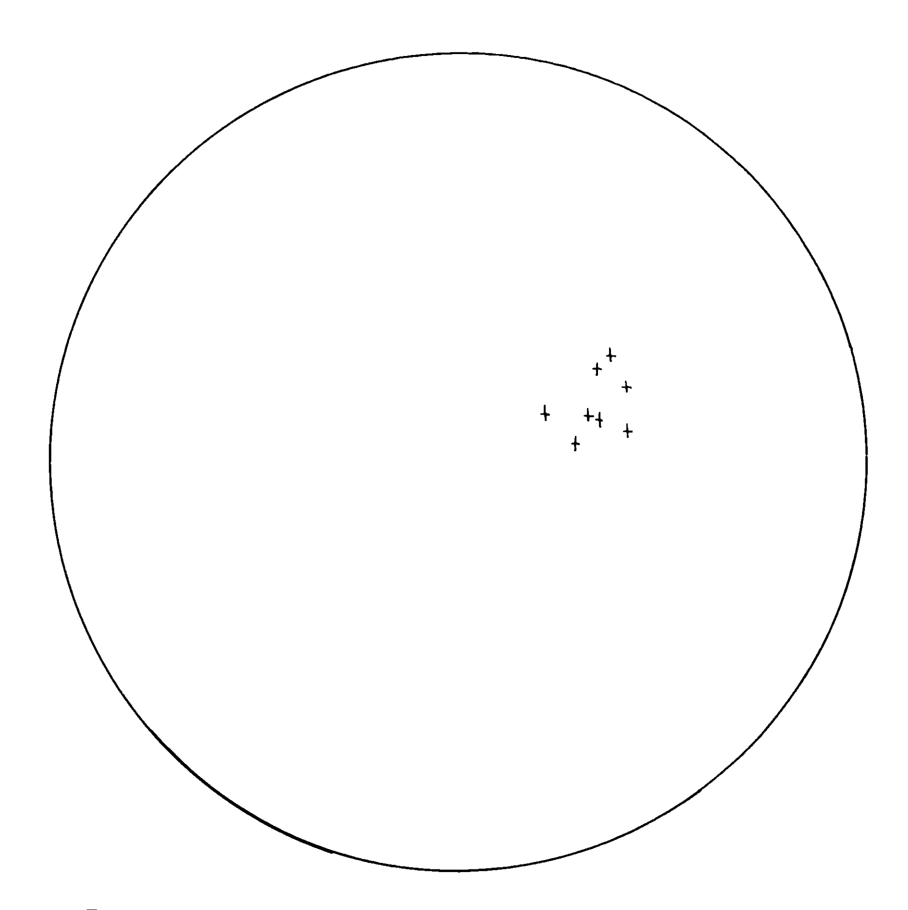
An 10 beliebig ausgesuchten Handstücken dieses Gesteinstyp wurden die Mineralgehalte der Hauptgemengteile quantitativ nach der Methode von ROSIVAL an mehreren Schliffen bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengefaßt: Eine Mittelung über 10 an ganz verschiedenen Stellen entnommenen Handstücken ergibt einen Gehalt von 35,5% Quarz, 28% Mi und 32% Plag., 4% Glimmer (+ Zersetzungsprodukt + Akzessorien) und 0,5% Epidot. Dieser Modalgehalt läßt das Gestein in die Familie der Alkalikalkgranite nach TRÖGER einreihen.

Tatsächlich ist diese gemittelte Zusammensetzung nur an vereinzelten Handstücken vorhanden, die wirkliche Zusammensetzung im Handstückbereich schwankt in der in Tabelle 1 angegebenen Weise, wobei vor allem das Verhältnis von Plag. zu KF wesentlich ist. In Tabelle 1 lassen sich unschwer 5 Gesteine mit Mik. > Plag. und einem durchschnittlichen Gehalt von 35% Qu, 39% Mi, 22% Plag., 3% Biotit und 1% Epidot von einer Gruppe

Tabelle 1.

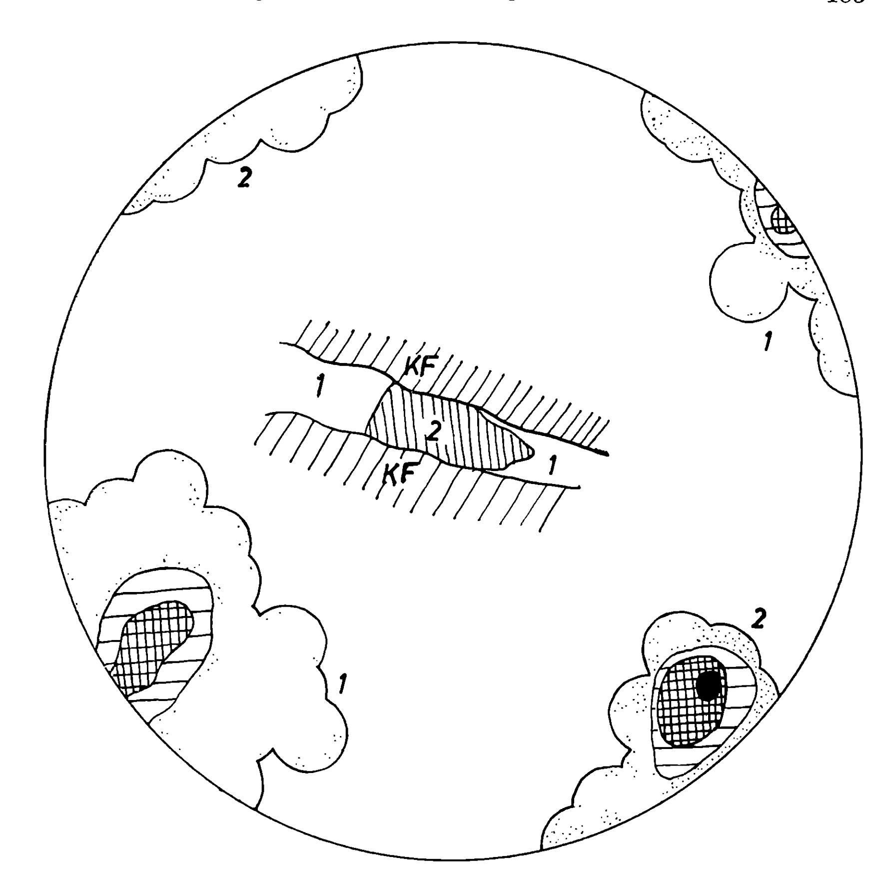
Schliff-nummer	Quarz %	Mikro-klin %	Plagio-klas %	Biotit %	Epi-dot %	Rest %	Mikroklin : Plagioklas
29	42	41	10	4	—	1	4:1
A 6	29	39	26	6	2		3:2
A 15	31	42	25	1,5	0,5		2:1
A 4	30	42	25	3			2:1
C 80	44	29	25	1,5	0,5		1:1
	35	39	22	1,5	1		
C 76	30	15	51	4			1:4
A 53	20	33	43	4	—		3:3
A 17	35	17	42	6	—		1:2
C 53	36	11	50	3			1:4
C 19	52	15	26	7			1:2
	36	18	42	4			
Mittel gesamt	35,5	28	32	4	0,5		

mit Mik. < Plag. (36% Qu, 18% Mi, 42% Plg, 4% Bi) abtrennen. Die Gesteine der ersten Gruppe zählen nach TRÖGER zu den Alkalikalkgraniten, während die zweite Gruppe den Granodioriten zuzuzählen ist. Eine Gesetzmäßigkeit in der räumlichen Anordnung dieser Typen, etwa im Sinne einer zunehmenden Kalizufuhr von inneren Teilen des Massives nach außen hin oder dergleichen, konnte bisher nicht festgestellt werden; anscheinend kommen die verschiedensten Typen in unmittelbarer Nachbarschaft (100 m?) nebeneinander vor und gehen ineinander über. Eine genaue Analyse der Lagerungsverhältnisse und eine genaue Kartierung dieser Typen verschiedener Zusammensetzung innerhalb des Gefügetypes Ia lag ebenso wie eine Kartierung der verschiedenen Gefügetypen des Granites nicht im Bereiche dieser Arbeit, doch soll dies in Hinblick auf die Wichtigkeit dieses Problems für die Genese des Granites zu einem späteren Zeitpunkt nachgeholt werden.



D 24
Granittyp A/a
Schliff || B
+ undulöser Großquarz (c-Achsen)
angrenzende Mörtelquarze
Diagramm eines undulösen Großquarzes mit angrenzenden Mörtelquarzen

In Hinblick auf den modalen Mineralbestand im Handstückbereich stellt das Granitgebiet des Mont-Blanc jedenfalls einen Inhomogenitätsbereich dar; welches kleinste Areal in Hinblick auf die Gesteinszusammensetzung als homogen vertauschbar angesehen werden kann, ist vorläufig noch unbekannt.



D 25
Granittyp A/a
Schliff ⊥ B
Mörtelquarze mit einem Kalifeldspatholoblasten
20—10—5—1—0 %

Korngefüge des Granittyps A/a

An zahlreichen Handstücken von den verschiedensten Lokalitäten des Mont-Blanc-Gebietes wurden umfangreiche statistische Messungen durchgeführt, um den Zusammenhang von Makrogefüge (Fugen und Achsen) bis in das Korngefüge hinein zu verfolgen. Als Beispiel sei die Korngefügeanalyse eines typischen großkörnigen Granites vom Fuße der Aig. du Midi vorgelegt (A 27).

Infolge der groben Körnung des Gesteins wurden (um eine einigermaßen repräsentative Fläche zu vermessen) an zwei aufeinander senkrechten Flächen jeweils 4 nebeneinanderliegende Schliffe angefertigt. An diesen 8 Schliffen wurde das Quarz- und Glimmergefüge untersucht.

Quarzgefüge

Quarz kommt in einzelnen, unregelmäßig begrenzten, bis 1 cm großen, voneinander durch Mi., Pl. und Gl. getrennten Bereichen vor. Die einzelnen Bereiche bestehen meist aus einem oder aus einigen wenigen, stark undulösen Großquarzen, die randlich in einem mehr oder weniger schmalen Saum von kleinen Mörtelquarzen mit typischer Pflasterstruktur übergehen; derartige Mörtelquarze kommen auch in parallel der undulösen Auslöschung der Quarze gelängten Bereichen innerhalb der Großquarze vor. D_{24} zeigt ein typisches Diagramm eines einzelnen in sich geschlossenen Quarzbereiches: Die c-Achsenpole im Großquarz weichen maximal rund 15° voneinander ab, während die c-Achsen der Mörtelquarze bis zu 40° voneinander differieren. Sobald die Drehung eines Quarzfragmentes gegenüber dem umgebenden Quarz einen gewissen Betrag überschritten hat, tritt eben rupturelle Deformation ein und es entstehen die typischen Mörtelquarze mit Beteiligung von Rekristallisation, deren c-Achsen jedoch meist in unmittelbarer Nähe der Großquarze, aus denen sie entstanden sind, liegen. Es können alle Übergänge von schwach undulösen Großquarzen über sehr stark undulöse Individuen bis in zahlreiche kleine Individuen beobachtet werden. Grenzen mehrere undulöse Großquarze aneinander, so ist meist jeder einzelne für sich von einem Saum von Mörtelquarzen mit ähnlicher Orientierung umgeben. In manchen Fällen treten deutlich orientierte Mörtelquarze ohne dazugehörigen Großquarz auf; hier liegen dieselben über oder unter der Ebene des Dünnschliffes und sind daher nicht sichtbar.

Neben diesem eben beschriebenen Vorkommen tritt Quarz noch in einer anderen Art auf; es sind meist längliche Bereiche von geschlossenem Gefüge aus kleinen nicht undulösen Quarzen, zwischen denen intergranular kleine, gebogene Blättchen von Dunkelglimmer vorkommen. Im Aussehen gleichen diese Quarze vollkommen — mit Ausnahme des Gehaltes an Dunkelglimmer — den aus undulösen Großquarzen hervorgegangenen Mörtelquarzen. Die c-Achsen dieser Quarze sind jedoch vollkommen ungeregelt, das heißt, diese Bereiche haben praktisch keine tektonische Regelung erfahren und sind somit sicher jünger als die Bildung der undulösen Großquarze. Diese Quarze werden im Folgenden als Pflasterquarze bezeichnet.

Es können hier also durch die Korngefügeanalyse zwei verschieden alte Quarzgenerationen auseinandergehalten werden, die ohne diese vollkommen voneinander ununterscheidbar wären.

Ein weiteres bemerkenswertes Vorkommen von Quarz ist das (Abb. 5) Auftreten von Mörtelquarzen innerhalb der großen Kalifeldspatholoblasten. Hier treten ⊥ zur # 001 in breiten gradlinig begrenzten Streifen deutliche Mörtelquarze auf. Das mikroskopische Bild scheint eindeutig auf eine junge posttektonische Kluftfüllung durch Quarz in KF hinzudeuten. Rein auf Grund des Grenz-

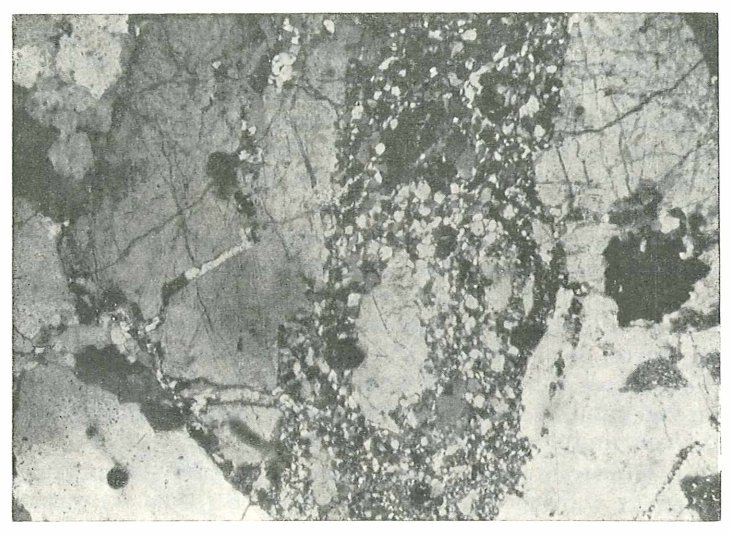


Abb. 5. Granittypus A/a (Nicols ⊥). Mörtelquarze als Kluftfüllung in Kalifeldspatporphyroblasten.

verlaufes zwischen Quarz und KF läßt sich aber infolge der Zweideutigkeit derartiger Gefügebilder (Abb. 5) nicht erkennen, welches Mineral nun tatsächlich das verdrängende ist. Das c-Achsendiagramm D_{25} zeigt zwei als Beispiel dafür deutliche Maxima, die in der skizzierten Weise in der „Quarzkluft" verteilt sind. Dieses Diagramm weist auf eine Entstehung dieses Bereiches aus zwei einander durchdringenden undulösen Großquarzen hin, die selbst unter oder über der Schliffläche liegen, während ihre aufgelösten Randzonen im Schliff aufscheinen. Der umliegende Feldspat gehört einem einzigen großen KF an, der an sich trotz seiner Größe keinerlei Spuren von mechanischer Deformation aufweist. Es ist nun nicht anzunehmen, daß zwei ursprünglich homogene Groß-

quarze in einer Kluft im KF oder auch diesen verdrängend gewachsen seien, die erst später (schon als Einschluß) tektonisch gleichermaßen wie die Externquarze beansprucht und zerlegt worden sind, ohne daß der KF dabei besonders beansprucht wurde.

Es liegt in diesem besonderen Fall die Deutung nahe, daß die bereits tektonisch beanspruchten und zerlegten Großquarze von KF umschlossen und verdrängt worden sind. Die undulösen Großquarze sind also vortektonisch somit älter als die nachtektonischen KF.

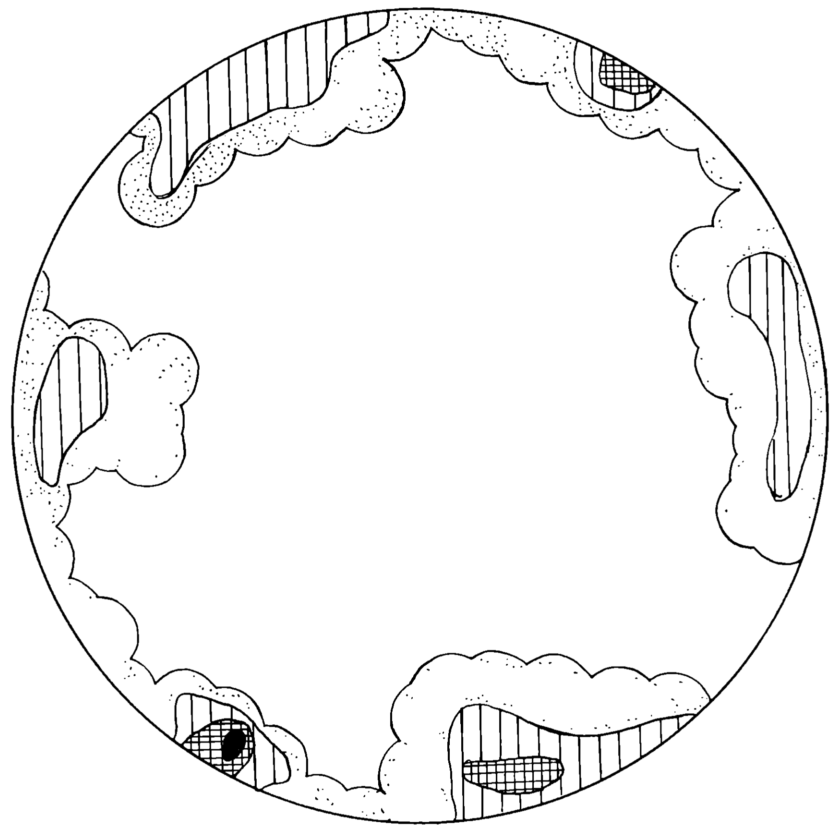
Eine abschließende statistische Betrachtung der Quarzregel in diesem Gestein wird durch die hohe Inhomogenität des Gesteins verschiedener Genese und Regel der undulösen Großkörner und Mörtelquarze einerseits und der Pflasterquarze andererseits erschwert; es wurden deshalb in den Sammeldiagrammen nur die undulösen Großquarze eingetragen, die Mörtel und Pflasterquarze dagegen wurden nicht berücksichtigt.

Im Diagramm D_{26} sind 100 c-Achsen der undulösen Großquarze der 4 Schliffe des Anschliffes A des Handstückes A 17 zusammengefaßt; der Anschliff A liegt horizontal. Das Diagramm zeigt einen deutlichen, allerdings an manchen Stellen unterbrochenen peripheren Gürtel der c-Achsen. Die Unterbrechungen und Häufungen innerhalb dieses Gürtels sind wohl zufällig und rühren, obwohl eine Fläche von rund 25 cm^2 vermessen wurde, von der relativ geringen Anzahl von undulösen Großquarzen her.

Zur Kontrolle dieser Messungen und zur Überprüfung auf Schnitteffekt wurden 4 Schliffe der Fläche B ($\perp$ zu A) untersucht. In diesem Falle zeigt das Sammeldiagramm einen deutlichen Diametralgürtel, der durch Rotation um die Kante A/B in den peripheren Gürtel von D_{26} überführt werden kann. Es läßt sich also auch in dieser makroskopisch ungeregelt erscheinenden Granitfazies eine deutliche Regelung der c-Achsen eines Teiles der Quarze nach einer annähernd vertikalen B-Achse feststellen. Die aus dem Quarzgefüge ablesbare B-Achse fällt mit der makroskopisch ermittelten β-Achse der Klüfte in diesem Bereich zusammen.

Glimmergefüge

Sowohl auf der Fläche A des untersuchten Handstückes ($\perp$ auf der β-Achse des Gebietes) als auch auf der dazu senkrechten Fläche B zeigen sowohl die kleinen als auch die großen Biotite keine Regel der c-Achsen und somit auch keine Regel nach der Korngestalt. Die großen Glimmer sind aber deutlich gebogen und



D 26
Granittyp A/a
Schliff ⊥ B
100 c-Achsen undulöser Großquarze
7—5—3—1—0 %

in manchen Fällen sogar zerbrochen, sie zeigen somit eindeutig Spuren einer postkristallinen tektonischen Beanspruchung. Diese Deformation führte aber zu keiner vollkommenen Durchbewegung von hoher Raumstetigkeit im Korngefüge und somit zu keiner statistisch erkennbaren mittelbaren oder unmittelbaren Regelung der Biotite.

Die Raumdaten der Deformation können aus dem Biotitkorngefüge allein nicht erschlossen werden, es kann jedoch an-

genommen werden, daß sie der das steile Quarz B prägenden Beanspruchung gleichzustellen ist; der Quarz hat eben schneller auf diesen Stress reagiert und ist eingeregelt worden, während die Beanspruchung nicht lange genug und nicht raumstetig genug wirkte, um auch den Biotit einzuregeln.

Feldspäte

In diesem Granittyp zeigen sowohl KF als auch Plagioklas typischerweise keine Regel, weder nach der Korngestalt, noch nach dem Kornfeinbau. Die Externplagioklase zeigen allerdings nicht allzu häufig eine deutliche Verbiegung der Zwillingslamellen, sie sind also vortektonisch entstanden; in einigen Fällen kann eine derartige Verbiegung auch an in KF eingeschlossenen Internplagioklas beobachtet werden. Bei Externplagioklasen, die ganz von Quarz umgeben sind, ist die Verbiegung der Lamellen wohl infolge der größeren inneren Reibung des Quarzgefüges meist am stärksten entwickelt.

Die Kalifeldspate sind trotz ihrer Größe praktisch immer unversehrt und nicht verbogen und nur in den seltensten Fällen zerbrochen und durch Quarz verheilt; in letztem Falle ist es noch dazu nicht immer eindeutig möglich zu entscheiden, ob die Quarze immer neugebildet sind, oder eventuell, wie durch Korngefügeuntersuchungen nachgewiesen werden konnte, Reste eines aufgezehrten älteren Quarzgefüges sind. Die Kalifeldspate sind also post- bis paratektonisch entstanden und jünger als Plagioklas.

Die Korngefügeuntersuchungen dieses Granittypes zusammenfassend kann festgestellt werden: Das Gestein weist eine äußerst geringe mechanische Deformation auf, die sich in einer unmittelbaren Teilbewegung der Glimmer, Plagioklase und Quarze äußerte; die Dauer, Intensität und Raumstetigkeit der Beanspruchung war so gering, daß nur bei Quarz, dem schnellst reagierenden Gefügegenossen in dieser Gesellschaft, eine erkennbare Regel resultierte. Die Auswirkung der Deformation ist im Gestein sehr inhomogen verteilt.

Innerhalb des eben beschriebenen Granittyps kommen die weit stärker durchbewegten und geregelten Gesteine des Typus B vor, in denen ein Großteil der Teilbewegungen stattgefunden hat; auch im an und für sich nicht nachkristallin durchbewegten Granit treten an den einzelnen Klüften starke Durchbewegungen und Regelungen auf, die im Schliffbereich lokal begrenzt sind und an denen Bewegungen stattgefunden haben; die Bildungen sollen im Anschluß an den Typ B noch eingehend behandelt werden.

2. Typ A/b: Aplitischer Granit und Aplit

In diesem Typ werden leukokrate fein bis mittelkörnige Gesteine zusammengefaßt, die makroskopisch keinerlei Beanspruchung und keinerlei Gefügeregelung erkennen lassen. In Hinblick auf das Auftreten im Gelände lassen sich wieder zwei verschiedene Typen unterscheiden, die sich auch mikroskopisch als verschieden erweisen:

1. „Aplitische Granite": Es sind helle, feinkörnige Gesteine, ziemlich dicht erscheinend, die nicht als Ganggesteine auftreten, sondern in einem breiten Bereich am SE-Rand des Granites selbständig gesteinsbildend vorkommen.
2. „Aplite": Makroskopisch gleiche Gesteine wie 1, die in typischen scharf begrenzten Gängen im ganzen Granitgebiet vorkommen.

Mikroskopische Beschreibung

1. Aplitische Granite: Mineralbestand: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Zoisit und Hellglimmer.

Kalifeldspat liegt in durchschnittlich im Schliff 0,8 × 0,5 cm großen anisometrischen ××× vor; die # 001 liegt meist || zum längeren Kornquerschnitt; der Achsenwinkel 2 V x schwankt von 70—85°, liegt aber meist bei 2 V x = 72°: typische Mikrolingitterung tritt nicht häufig auf; im U-Tisch konnte deutlich die Triklinität des Kalifeldspates festgestellt werden; die Pole von 001 fallen im Stereogramm v. d. Kaaden in die Nähe der Signatur für Mikroklin; Zwillinge nach dem Manebachgesetz treten ziemlich häufig auf. Nach diesen Beobachtungen handelt es sich um einen triklinen Kalifeldspat, wahrscheinlich um Mikroklin.

Alle Kalifeldspate sind sehr stark getrübt und zersetzt; als Zertrennungsprodukt treten neben einer mikroskopisch nicht mehr auflösbaren bräunlichen Masse reichlich Mikrolithe und Zoisit-Klinizoisit und Hellglimmer auf. Die Kalifeldspate sind stärker getrübt und zersetzt als die Plagioklase, die Zersetzungsprodukte sind feinkörniger als im Plagioklas.

Plagioklas tritt in derselben Größenordnung auf wie der Kalifeldspat; der Achsenwinkel der Plagioklase liegt mit ganz minimalen Schwankungen um 2 V x = 100°; die xx zeigen in allen Fällen eine ausgeprägte Lamellierung nach dem Albitgesetz. Der An-Gehalt in diesem Gesteinstyp ist sehr konstant, die Pole von # 001 und Lamellen (010) fallen im Stereogramm sehr gut auf den Wert für einen Albit (Tieftemperaturoptik). Auch die Plagioklase sind sekundär zersetzt und mit einem reichen Interngefüge von

Zoisit und Hellglimmern versehen, die feinstkörnige braune Zersetzungssubstanz der Kalifeldspate fehlt hier. Ähnliche einschlußfreie Auslaugungsränder der Plag. bei Angrenzung an Kalifeldspat wie sie im Granittyp A/a auftreten fehlen hier vollkommen, die jeweiligen Zersetzungsprodukte reichen immer bis an den Rand der Kristalle. Eine Verbiegung der Zwillingslamellen konnte nicht beobachtet werden.

Quarz tritt teils in länglichen bis isometrischen XX gleicher Größenordnung wie die Feldspate teils in typischen granophyrischen Durchwachsungen von etwa $2{,}1 \times 1{,}6$ mm durchschnittlicher Größe zusammenhängender Bereiche auf. Auch die größten Quarzkristalle zeigen keine undulöse Auslöschung und keine Spuren tektonischer Beanspruchung.

Biotit tritt in verschwindend geringer Menge in einzelnen Nestern aus kleinen nicht gebogenen Schuppen von braunem Pleochroismus auf; Zersetzungserscheinungen fehlen.

Mengenverhältnis der Minerale:

Plagioklas 20%, Kalifeldspat 44%; Quarz 35%, Biotit 1% zeigt eine ganz ähnliche Zusammensetzung wie Teile der unter Typ A/a besprochenen Granite, und zwar wie die ausgesprochen „granitischen" Typen; lediglich der Biotitgehalt tritt entsprechend dem leukrokraten Charakter des Gesteins in A/b stark zurück. Alle Nebengemengteile, wie Zirkon, Apatit, Epidot usw., fehlen in A/b. Dieses Gestein stellt somit ein fast reines Quarz-Feldspatgestein alkalikalkgranitischer Zusammensetzung dar.

Gefüge

Zum Unterschied von Granit A/a tritt hier im aplitischen Granit A/b ein mittelkörniges Gefüge auf mit ungefähr gleicher Korngröße der Hauptgemengteile Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Alle Mineralarten bilden jeweils für sich offene Teilgefüge; aneinandergrenzende Gefügekörner gehören fast nie derselben Mineralart an und wenn, so liegen höchstens 2 bis 3 gleiche Körner nebeneinander; Nester gleicher Minerale treten nur bei Glimmer auf. Kleine Plag. treten in Kalifeldspat als stark korrodierte Einschlüsse auf, diese Erscheinung ist allerdings weit seltener als in Granit A/a, was wohl mit der geringeren Größe von Kalifeldspat zusammenhängen dürfte; das zumindest teilweise jüngere Alter des Kalifeldspates ist aber dadurch erwiesen.

Die Kornumgrenzung ist nur sehr selten (Plagioklas) idiomorph; im allgemeinen ist die Intergranulare zwischen den Gefüge-

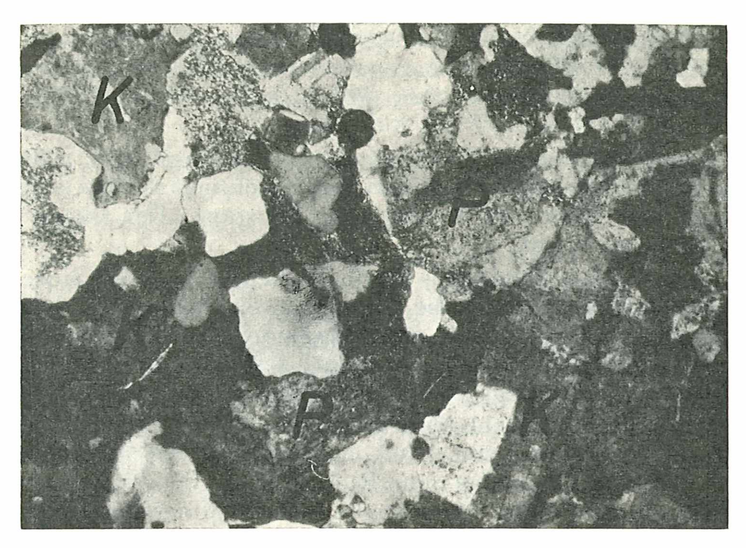


Abb. 6. Granittypus A/b (Nicols ⊥). Verschieden orientierte Quarzneubildungen in Gefüge aus Kalifeldspat (K) und Plagioklas (P).

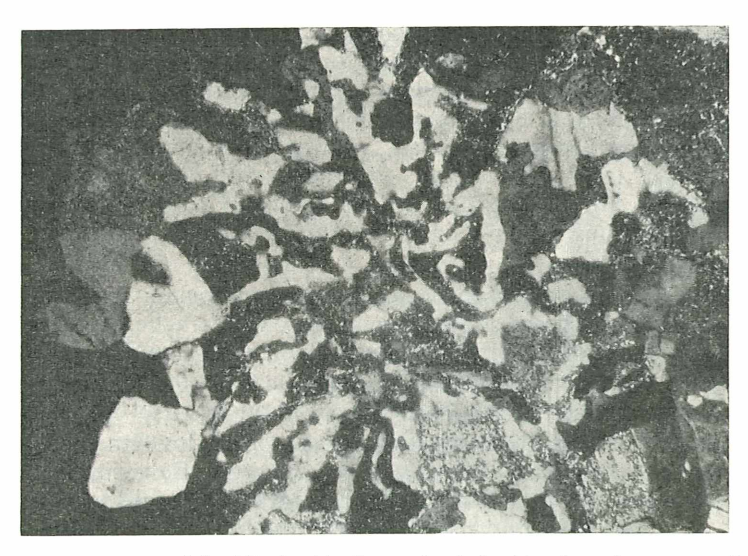


Abb. 7. Granittypus A/b (Nicols ⊥). Granophyrische Durchwachsung von Quarz und zersetztem Feldspat.

massen lappig und buchtig ausgebildet; grenzt Kalifeldspat an Plagioklas, so wird letzterer von ersterem verdrängt und meist buchtig bis lappig angefressen, wobei die konkaven Seiten der Lappen auf der Seite des Plagioklas liegen.

Quarz, als jüngster Gefügegenosse, verdrängt nun gleichermaßen Kalifeldspat und Plagioklas ohne Rücksicht auf die jeweilige Drehlage und Form der verdrängten Substanz. Der Quarz tritt dabei verschieden auf:

α: als einzelne lappige bis rundliche Neubildungen in einzelnen Altbestandsmineralen oder die Grenzen zweier bis mehrer beliebig schneidend (Abb. 6). Die nächstliegenden derartigen Quarze (voneinander durch Feldspat getrennt) zeigen untereinander eine deutlich verschiedene Orientierung!

β: als granophyrische Verwachsungen (Abb. 7): Quarz durchdringt in länglichen, zum Teil hieroglyphenartig gekrümmten Zungen KF und Plagioklas ohne Rücksicht auf die jeweilige Drehlage der xx und ohne Bevorzugung einer Mineralart: mehrere einander benachbarte (allerdings immer noch durch F getrennte) Quarzstengel zeigen genau dieselbe Orientierung und gehören offenbar einem einzigen Quarzgroßkorn an (Durchmesser derartiger Körner 2,0—1,5 mm): derartige zerlappte Großkörner liegen nun in verschiedener Drehlage nebeneinander, wobei eben im Schliff eine Vielzahl von scheinbar nicht zusammenhängenden Quarzstengeln, die bereichsweise optisch gleich oder ungleich orientiert sind, erscheinen. Quarz ist in allen diesen Fällen jünger und verdrängt den Feldspat: größere Einschlüsse in F sind im verdrängenden Quarz enthalten, während die feine Trübung der F in Quarz nicht aufscheint: entweder sind die Trübung verursachenden Minerale zumindestens teilweise weggeführt worden oder die Trübung ist erst nach der Quarzbildung entstanden.

Sowohl Quarz nach α als auch β zeigen keinerlei Regelung der c-Achsen! Zusammenfassend kann über die aplitischen Granite gesagt werden: Es handelt sich überwiegend um ein Quarz-Feldspatgestein, wobei der Quarz offenbar ein Feldspatgefüge vorgefunden und dieses verdrängt hat; es sind keine Spuren einer mittelbaren oder unmittelbaren Teilbewegung im heute vorhandenen Gefüge ablesbar.

Größere Bewegungen werden, genauso wie im Granit A/a, an einzelnen gesonderten lokal eng begrenzten Bewegungsbahnen stattgefunden haben, diese wurden aber im Schliff nicht beobachtet. Ganz ähnliche granophyrische Erscheinungen wie in diesen aplitischen Graniten wurden in den Migmatiten an der Dru usw. beobachtet und sollen dort behandelt werden.

Diese granophyrischen Erscheinungen werden mit DRESCHER-KADEN als Beweis für eine starke metasomatische Mobilisation im festen Starrgefüge aufgefaßt. Myrmekite wurden nirgends beobachtet.

2. Aplite: Im ganzen Granitgebiet treten verschiedentlich schmale (bis mehrere Dezimeter breite), scharf begrenzte Gänge eines feinkörnigen hellen Aplites auf.

Unter dem Mikroskop zeigt ein Teil dieser Aplite dieselbe Zusammensetzung und dasselbe Gefüge wie die „aplitischen Granite“ auf. Derartig charakterisierte Aplite treten an der SE-Seite des Hauptkammes auf, während die Aplite im übrigen Granitgebiet der nachfolgenden Charakterisierung entsprechen: Die Hauptgemengteile dieses Gesteins sind ganz ähnlich wie im Granittypus A/a, nämlich: Quarz, Kalifeldspat und saurer Plagioklas: Biotit, Epidot und dazu einige sekundär aus den oben genannten Komponenten gebildete Minerale, wie Serizit, Chlorit, Zoisit und Klinozoisit.

Quarz: Undulöse Großquarze fehlen, es treten nur mittelgroße (0,15—0,08 m) nicht undulöse Pflasterquarze auf; diese sind ähnlich wie in A/a in einzelnen in sich geschlossenen Nestern angeordnet, eine bevorzugte Richtung der Quarzbereiche konnte nicht beobachtet werden. Das Fehlen der undulösen Großquarze gilt als das Hauptmerkmal dieser Aplite. Eine metasomatische Einwirkung der Quarze auf andere Minerale konnte nicht beobachtet werden: dies ist ein wichtiger Unterschied gegenüber den aplitischen Graniten. Vereinzelt kommt Quarz in Rissen in Kalifeldspat vor, nie aber als Einschluß in anderen Mineralen.

Plagioklas: Der Plagioklas kommt auch hier als Externplagioklas und intern als Einschluß in Kalifeldspat vor. In beiden Fällen schwankt 2 V x von 100—105°, der An-Gehalt liegt nach den Kurven v. D. KAADEN bei rund 5% An. Die Plagioklase sind nicht getrübt, zeigen aber ein Interngefüge von zahlreichen Mikrolithen von Serizit, Zoisit und Klinozoisit als Zersetzungsprodukt: die Anordnung dieser Mikrolithe folgt bevorzugt den Albitlamellen. Klare, einschlußfreie Auslaugungsränder in Plagioklas bei Angrenzung an Kalifeldspat treten häufig aber nicht immer auf: in manchen Fällen ist der die einschlußfreie Randzone auch gegen die Grenze zu Quarz hin entwickelt: die Internplagioklase sind klein und zeigen lappig buchtige Grenzlinien, also typische Auflösungserscheinungen des Plagioklas durch Kalifeldspat. Die Externplagioklase sind bei gleichem Chemismus und gleichem Erhaltungszustand lediglich erheblich größer als die Internplagio-

klase, sie erreichen aber mit 2 × 0,5 mm nicht annähernd die Größe der Externplagioklase in A/a.

Alkalifeldspat: Auch hier zeigen die hypidiomorph ausgebildeten Kalifeldspate einen deutlich porphyroblastischen Charakter. Die Korngröße des Kalifeldspates stellt wohl die eindeutig größte aller Mineralkomponenten der Aplite dar, liegt aber weit unter der des Kalifeldspates in A/a.

Der Kalifeldspat zeigt in vielen Fällen eine ausgezeichnete Mikroklingitterung, 2 V x liegt bei 86^0, auch bei nicht gegitterten Individuen handelt es sich um triklinen Kalifeldspat, wahrscheinlich um Mikroklin. Der Kalifeldspat ist kaum getrübt, wird aber von zahlreichen perthitischen Adern und Flecken durchsetzt.

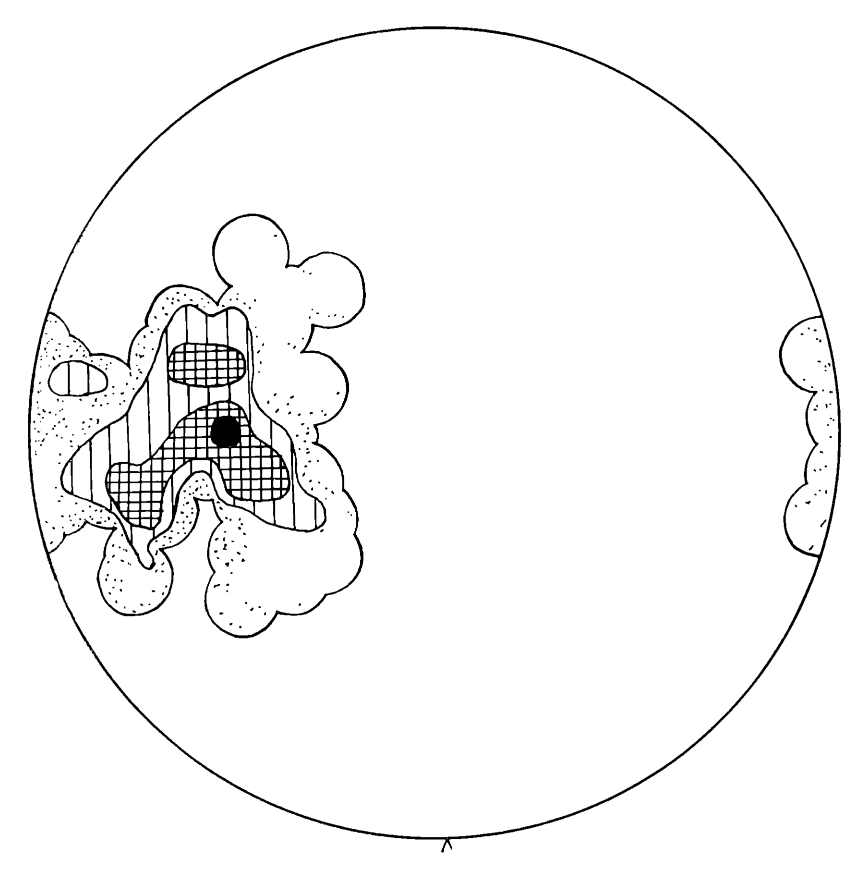
Als Einschlüsse in Kalifeldspat kommt recht häufig Plagioklas und allerdings infolge des geringen Biotitanteiles im Gestein weit seltener Biotit vor.

Biotit: Biotit kommt in großen, meist vereinzelten, seltener zu mehreren beisammenliegenden Leisten von braunen bis grünlichen Pleochroismus vor. Als Einschlüsse treten vereinzelte kleine Apatite auf, Zirkoneinschlüsse scheinen hier vollkommen zu fehlen. Die Biotite zeigen keinen Lagenbau und keine Regel nach der Korngestalt, sie sind außerdem nicht postkristallin durchbewegt und gebogen. Umwandlungen in Chlorit treten hier seltener auf als die Umwandlung in ein feinkörniges Epidotaggregat wie in A/a.

Durchschnittliches Mengenverhältnis der Aplite:

Quarz: 36%, Plagioklas 24%, Kalifeldspat 38%, Biotit 1%, Rest 1%. Mit Ausnahme des geringen Biotitgehaltes der Aplite deckt sich ihre quantitative Zusammensetzung weitgehend mit der eines Teiles der Granittypen A/a, und zwar mit den als Alkalikalkgraniten zusammengefaßten. Inwieweit ein Zusammenhang zwischen Modalbestand der Aplite und der sie umgebenden „Granite" besteht, wurde nicht über das ganze Gebiet hin regional verfolgt, doch scheint ein solcher nach den bisherigen Beobachtungen zu bestehen. Die Zusammensetzung der Aplite ähnelt auch weitgehend der der „aplitischen Granite".

Korngefüge: Die Aplite zeigen ähnlich wie im Granit A/a eine stark inhomogene Verteilung der Minerale Quarz, Plagioklas, Mikroklin, Biotit; Quarz tritt auch hier in einzelnen geschlossenen monomineralischen Quarznestern von unregelmäßiger Gestalt auf; innerhalb der Quarznester herrscht geschlossenes Quarzgefüge: die einzelnen Quarznester selbst liegen als offenes Gefüge in den ihrerseits offenen Teilgefügen von Plagioklas und Mikoklin. Die Quarze zeigen keine erkennbare Regel nach der Korngestalt. In



D 29
Granittyp A/b
geschlossener Quarzbereich (80 c-Achsen)
8—6—4—2—0 %

den einzelnen Nestern wurde nun die Regel nach dem Kornfeinbau (c-Achsen) untersucht, wobei jedes einzelne Quarznest getrennt betrachtet wurde. Innerhalb einzelner Quarznester ergaben sich nun wie in A/a jeweils eine sehr scharfe Häufung der c-Achsen (D 29); verschiedene Nester zeigen Häufungen an verschiedenen Stellen der Lagenkugel. Analog zu Typ A/a scheint hier eine Zerlegung eines großen Einkristalles in eine Vielzahl kleiner

rekristallisierter Pflasterquarze wahrscheinlich; zum Unterschied von A/a führte die Beanspruchung hier zu einer vollkommenen Zerlegung der undulösen Großquarze und zu ihrem vollkommenen Verschwinden, sie sind aber als Überindividuen auf Grund ihrer Regelung noch deutlich zu erkennen.

Bei Eintragen einer großen Zahl derartiger Überindividuen aus mehreren || Schliffen ergibt sich, ähnlich wie in A/a eine verwaschene Gürtelbesetzung, deren B-Achse vertikal steht. Die B-Achse wurde durch verschieden gelegte Schnitte auf Schnitteffekt kontrolliert.

Neben diesen scharf geregelten Quarznestern gibt es auch, allerdings seltener, Quarzbereiche deren c-Achsen statistisch ungeregelt sind, diese Quarze dürften hier posttektonischer Entstehung sein. Eine statistische Regel der Feldspate nach der Korngestalt konnte nicht festgestellt werden. Die geringe Beteiligung von Glimmer ermöglichte keine statistische Betrachtung seines Korngefüges: die Glimmer selbst sind in überwiegender Anzahl unversehrt und somit posttektonischer Entstehung. Zusammenfassend kann aus der Korngefügeanalyse ausgesagt werden, daß der Aplit etwa dieselbe letzte tektonische Beanspruchung und Durchbewegung erfahren hat, wie der umgebende Granit; die am Korngefüge ablesbare letzte Deformation war für Granit und Aplit dieselbe.

3. Typ B. Granitische Gesteine mit starker Regel der Mineralkomponenten

Makroskopisch erscheinen diese Gesteine als deutlich geschieferte bis phyllonitisch ausgewalzte meist feinkörnige grüne Gesteine (die Schieferung wird durch die || Orientierung meist grünlicher Glimmerplättchen verursacht). Der Gehalt an weißen Feldspäten tritt makroskopisch meist ziemlich stark zurück, wenn vorhanden, sind sie meist linsig bis augenförmig ausgeschwänzt, größere scharf idiomorphe Holoblasten sind selten.

Die durch die Glimmer gebildeten s-Flächen sind eben oder zeigen, und zwar ziemlich häufig, schwach angedeutete wellenförmige Achsen im Millimeterbereich; diese Achsen stehen senkrecht bis fast senkrecht. Von diesen extrem schiefrigen bis phyllonitischen Gesteinen gibt es einmal rein makroskopisch alle Übergänge zu nicht geregelten, nicht durchbewegten Granittypen hin. Unter diesen Übergangstypen soll besonders auf mittelkörnige Granite mit normalem Glimmergehalt hingewiesen werden, die schon im Gelände durch eine ausgesprochen stengelige Ausbildung auffallen; der stengelige Habitus wird durch zwei unter 90° zueinander stehen-

den, stärker glimmerbesetzten Scharen von s-Flächen verursacht; die Stengelachsen stehen vertikal. Im Gelände wurden derartige direkte allmähliche Übergänge von nicht zu stark durchbewegten Gesteinen nur selten beobachtet; im allgemeinen liegen die stärker durchbewegten Gesteine (gleich welchen Grades der absoluten Durchbewegung) ziemlich scharf begrenzt in einzelnen Zonen im weniger durchbewegten Granit; verschiedene Zonen zeigen einen verschiedenen Grad der Durchbewegung und damit werden eben die mannigfaltigsten, graduellen Übergangstypen verursacht. Eine genaue großmaßstäbliche kartenmäßige Erfassung dieser Typen verschiedener Durchbewegung wäre für die Vorstellungen über das mechanische Verhalten des Granitkörpers von größter Wichtigkeit.

Unter dem Mikroskop:

Zuerst sollen die oben erwähnten mittelkörnigen Granite von stengeligem Habitus beschrieben werden, da ihre Gefüge dem des normalen Granittypes A/a am nächsten kommen.

Der Mineralbestand ist im wesentlichen gleich wie im Granittyp A/a, so daß hier auf die eingehende Beschreibung in diesem Kapitel verwiesen wird; ebenso hält sich der quantitative Gehalt der Minerale Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit und deren Umwandlungsprodukte in den dort angegebenen Grenzen.

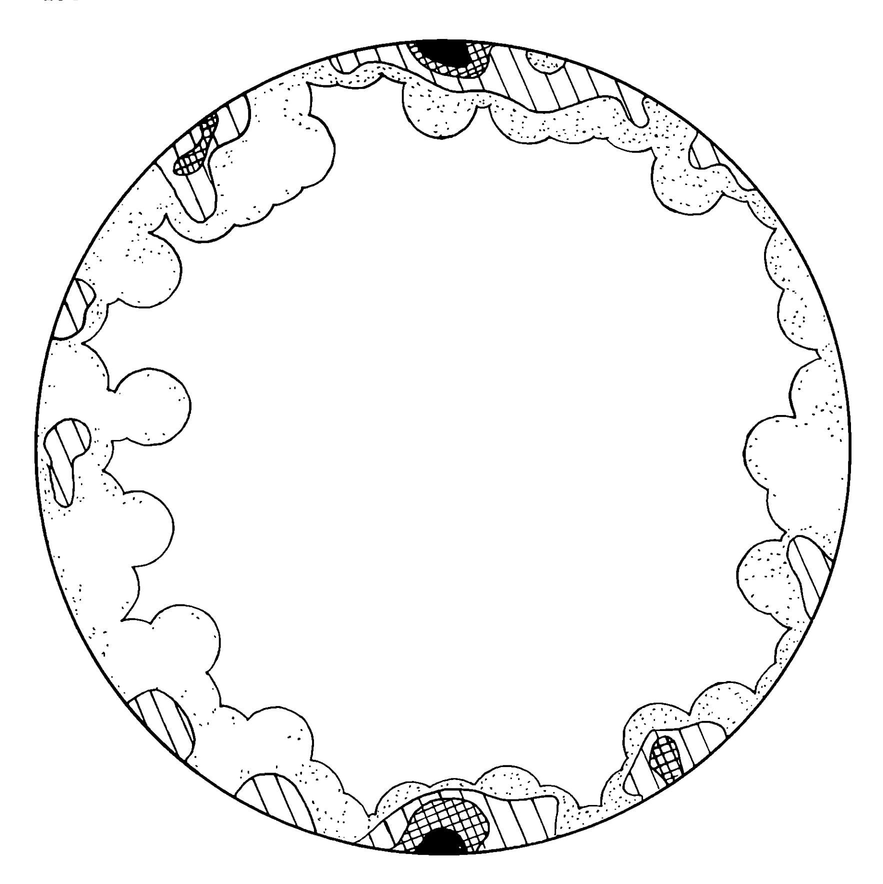
Der Unterschied gegenüber dem oben erwähnten Granittyp liegt lediglich im Korngefüge: wobei die Anordnung der einzelnen Teilgefüge und die Ausscheidungsfolge der einzelnen Minerale dieselbe ist wie im Granittyp A/a. Der vorliegende Granittyp zeigt aber eine weit stärkere Durchbewegung im Korngefüge als der Normalgranit; diese Durchbewegung äußert sich:

1. Die Plagioklase zeigen eine deutliche Verbiegung und Zerscherung der Zwillingslamellen; diese Erscheinung tritt nur an den Externplagioklasen auf, während sie an den von den Kalifeldspaten umgebenen Individuen fehlt. Diese Verbiegung ist besonders stark, wenn die Plagioklase gänzlich von Quarz umgeben sind.

2. Die Kalifeldspäte zeigen häufig eine ausgeprägte Zerbrechung durch $\pm \parallel$ Fugen, die mit feinem Mörtel aus Quarz oder einem Quarz/Albit-Gemisch gefüllt sind.

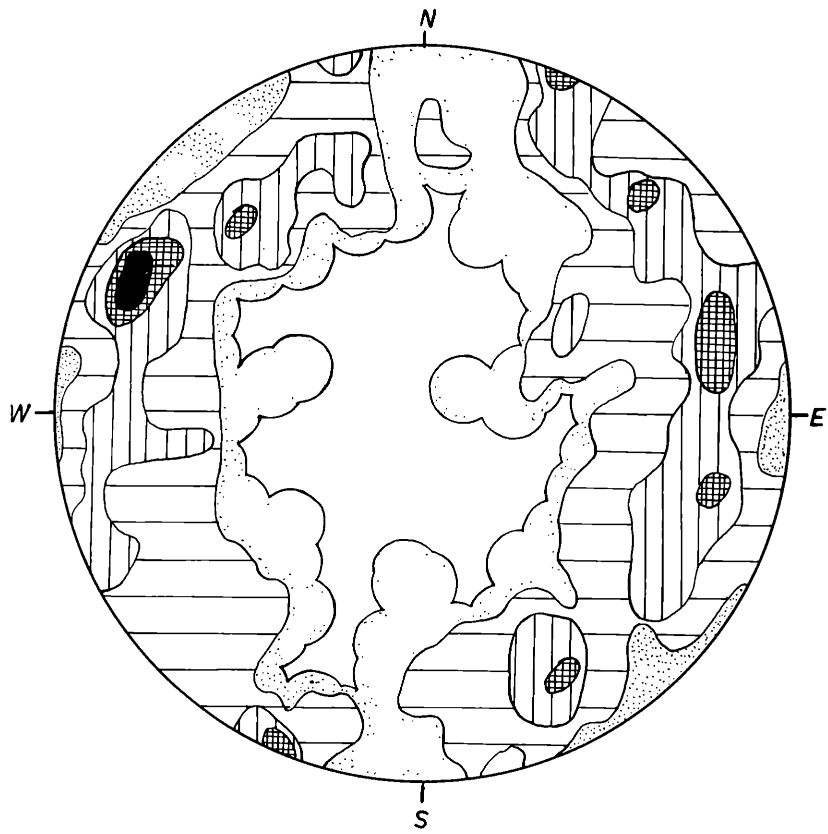
3. An einzelnen distinkt durchgreifenden Gefügeflächen ist eine Gemenge von Serizit, feinem Biotit und kleinen Quarzen eingelagert, wobei die blätterigen Minerale eine deutliche $\parallel$ Orientierung aufweisen (die Korngröße der Quarze liegt unter dem Meßbereich des U-Tisches).

4. Die undulösen Großquarze fehlen hier praktisch vollkommen, es treten nur die mittel- bis feinkörnigen Pflasterquarze



D 30
Granittyp B (mäßig durchbewegter Granit)
Schliff ⊥ B (a–b) horizontal
100 Dunkelglimmer (Lote auf 001)
12—10—6—3—0 %

auf, die auch hier in einzelnen Quarzlinsen als geschlossenes Gefüge vorkommen. Die Längungen der Quarzlinsen liegen || B. Der Prozeß der Zerlegung der Großquarze ist hier offenbar bis zum völligen Verschwinden derselben und Vorherrschen der daraus hervorgegangenen mittelgroßen Quarze in Pflasterstruktur gediehen.



D 31
Granittyp B (mäßig durchbewegter Granit)
Schliff ⊥ B (horizontaler Schliff)
350 Quarze
3,5—2,8—1,7—1—0,3—0 %

Die statistische Korngefügeuntersuchung dieses Typs ergibt folgendes:

a) Die Biotite zeigen eine deutlich scharfe Gürtelbesetzung, wobei die B-Achse des Gürtels vertikal steht und mit der Längsachse der Granitscheiter zusammenfällt (D 30).

b) Die Quarze zeigen bereits innerhalb der einzelnen Quarzlinsen eine deutliche Gürtelbesetzung, die mit der Lage der Biotitgürtel zusammenfällt; bei Überlagerung mehrerer

derartiger Teilgefügediagramme aus einem Schliff zu einem Sammeldiagramm ergibt sich (D 31) wieder ein deutlicher Quarzgürtel. Die zu dem Gürtel gehörende B-Achse steht auch hier, bezogen auf das Gelände, vertikal. Die vom Verfasser in seiner vorläufigen Mitteilung vom 23. III. 1961 gegebene Korrelation der einzelnen Untermaxima eines derartigen Diagrammes mit den in der entsprechenden Gegend auftretenden einzelnen Fugenscharen erscheint nach eingehender Untersuchung als Überdeutung. Als überaus wichtige Feststellung bleibt das Auftreten von Quarz und Biotitgürteln, deren wesentlichste Symmetrieeigenschaft, nämlich die Symmetrieebene ⊥ zu B mit der Symmetrie der Fugendiagramme übereinstimmt.

c) Durch aufeinander ⊥-Schnitte wurde das Auftreten der Quarz- und Biotitgürtel auf Schnitteffekt korrigiert; die verschiedenen Diagramme waren eindeutig ineinander konstruktiv rotierbar. Es konnte dadurch sowohl der Schnitteffekt ausgeschlossen als auch ein hoher Grad der Homogenität des Gefüges und damit der Raumstetigkeit der Deformation nachgewiesen werden.

d) Eine Regel nach der Korngestalt bei Quarz konnte nicht festgestellt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß der hier behandelte Granittyp lediglich eine stärker durchbewegte Modifikation des normalen grobkörnigen bis porphyrischen Granittypes A/a darstellt. Diese Durchbewegung ist schon makroskopisch vor allem aber im Schliff durch eine straffere Regel von Glimmer und Quarz erkennbar; diese Regeln wiesen auf eine vertikale B-Achse hin und liegen somit symmetriekonstant mit den aus den Fugendiagrammen abgeleiteten β-Achsen.

Noch stärker ist der Grad der Durchbewegung in den makroskopisch phyllonitisch erscheinenden Gesteinen. Im Schliff erscheinen jetzt noch mehr das gesamte Gefüge durchschneidende zueinander || Lagen eines feinfilzigen Gemenges von Serizit, Chlorit, Biotit, Quarz und Albit. Eine Trennung der verschiedenen Komponenten ist infolge ihrer geringen Größe nicht immer möglich.

Die Quarze in den Quarzlinsen sind nun deutlich in s gelängt (~ 3:1) und miteinander intensiv verzahnt.

Die großen Kalifeldspatholoblasten sind weitgehend durch || Scherflächen zerlegt und zerteilt; die Scherflächen sind mit einem feinen Gemenge von kleinen rundlichen Quarzen und Plagioklas (An 2—3) belegt; die Plagioklase zeigen nur in seltenen Fällen

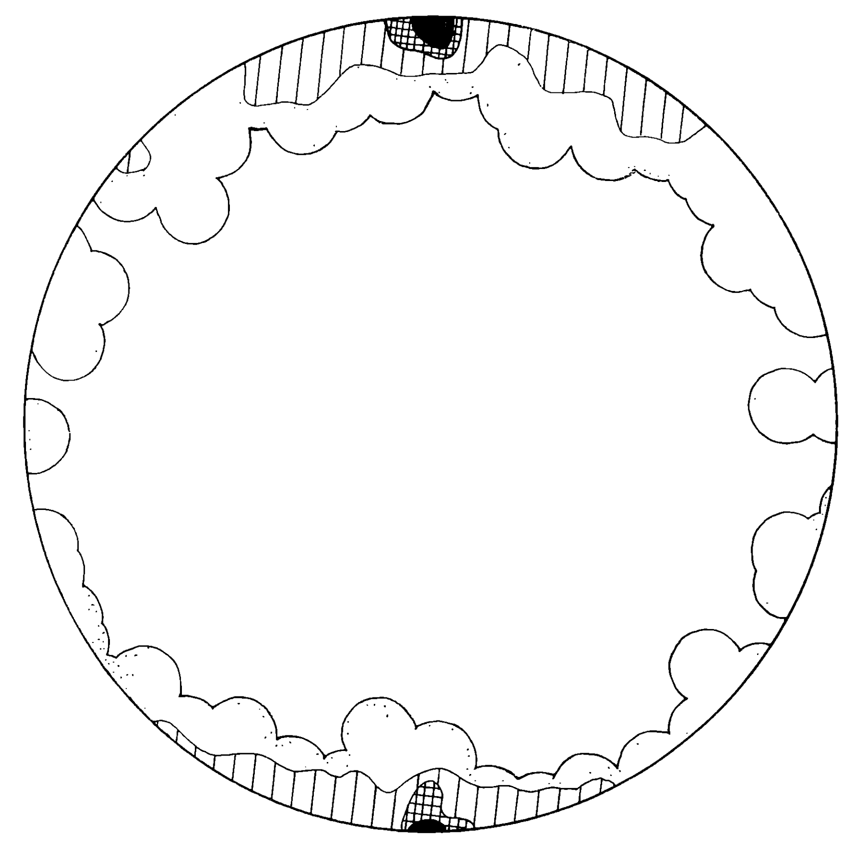
Spaltbarkeit und Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. In manchen Schliffbereichen liegen diese Scherflächen derartig eng geschart in den Kalifeldspäten, daß diese vollkommen durch das oben geschilderte Quarz-Albitgemenge ersetzt werden (Abb. 8). In Extremfällen stärkster Durchbewegung von hoher Raumstetigkeit führt das zu Schliffen, in denen nur mehr einzelne linsenförmige



Abb. 8. Granittypus B (Nicols ⊥) (stark durchbewegter, phyllonitischer Granit), zerscherter, von feinkörnigen rekristallisierten Pflasterquarzen erfüllter Kalifeldspat.

geschlossene Quarzbereiche mit mittelgroßen rekristallisierten Quarzen in einem feinstkörnigen Bereich von Quarz, Albit, Biotit, Muskowit liegen, wobei die Glimmerminerale lagenweise angehäuft das s des phyllonitischen Gesteins bilden.

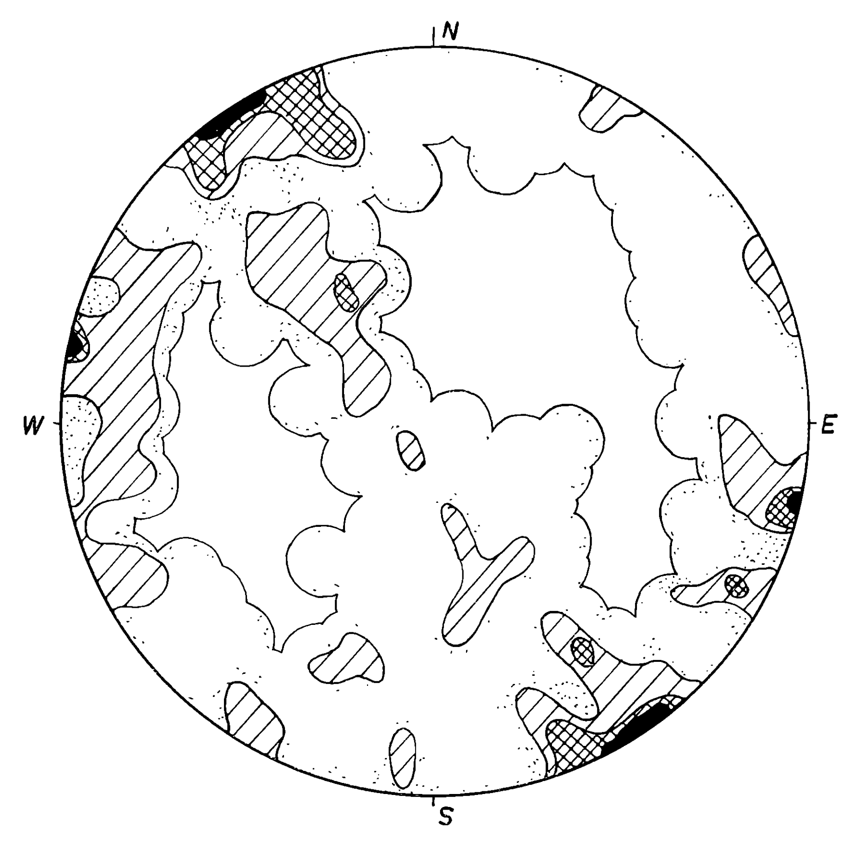
Bemerkenswert ist in allen diesen so stark phyllonitischen Gesteinen das starke Zurücktreten bis völlige Fehlen von Oligoklasen: in nicht zerscherten Bereichen der Kalifeldspate treten die Plagioklase in der normalen Ausbildung und Zusammensetzung wie in Typ A/a als Einschlüsse auf. Das Fehlen der größeren Externplagioklase ist wohl sicher nicht primär, sondern auf eine Umwandlung durch die tektonische Durchbewegung zurückzuführen. Die Drehlage der Biotite und der Quarze in den Quarznestern wurde statistisch untersucht, während die anderen Teilgefüge für eine U-Tischmessung zu feinkörnig waren.



D 32
Granittyp B (phyllonitischer Granit)
Schliff ⊥ B (a–b) horizontal; Maximum in c
100 Biotite (Lote auf 001)
13—10—5—1—0 %

Die Biotite (D 32) zeigen eine ausgezeichnete Regel mit einem ziemlich scharfen, allerdings deutlich gelängten Maximum, die entsprechende B-Achse steht auch hier vertikal.

Die einzelnen Quarzlinsen wurden jeweils getrennt in ein Diagramm eingetragen; dabei ergab sich eine ziemlich starke Inhomogenität der Lagenkugelbesetzung, wobei meist zwei ungefähr aufeinander ⊥ stehende Quarzgürtel vorhanden waren. Das



D 33
Granittyp B (phyllonitischer Granit)
Schliff ⊥ B
150 Quarze C
5—3—3—2—0,7—0 %

Diagramm (D 33) zeigt ein Sammeldiagramm aus mehreren derartigen Einzeldiagrammen in geographisch richtiger Orientierung, wobei die Schliffebene horizontal liegt. Es ist deutlich ein peripherer Quarzgürtel zuordenbar einer vertikalen B-Achse zu erkennen. Daneben erscheint aber noch deutlich ein Diametralgürtel, dessen flache B-Achse N 30 E liegt und somit mit β_2 in den Hüllgesteinen zusammenfällt (einen ähnlichen Gürtel in derselben

räumlichen Lage erhält JÜRGEN v. RAUMER in Quarzporphyren an der NE-Seite des Mont-Blanc-Massives, er deutet dort diese Quarzregel als Einfluß der Tektonik). Inwieweit dieser Quarzgürtel dem im Makrogefüge angedeuteten β_2 tatsächlich zuzuordnen ist, kann nicht entschieden werden, da dieser Gürtel nur äußerst selten auftritt.

Zusammenfassend kann somit festgestellt werden: Es gibt ehemals granitische Gesteine, die durch gradweise verschieden starke mechanische Durchbewegung von zunehmender Raumstetigkeit bis in phyllonitische Gesteine umgewandelt werden; die Durchbewegung läßt ein vertikales B ablesen und zeigt somit dieselbe Gefügesymmetrie wie das Fugengefüge im Granit.

4 Zur Genese der Fugen im Granit

Infolge der großen Bedeutung der verschiedenen Fugenscharen im Granit für das Gefügerelief des Gebietes sowie für die Deutung der verschiedenen Gefügeelemente im Granit und Hülle ist eine eingehendere Beschreibung dieser Fugen notwendig.

Es treten zwei prinzipiell verschiedene Fugenrichtungen auf.

1. Steile, meist fast vertikale Fugen: Das verschiedene Streichen dieser Fugen wurde bereits eingehend behandelt, es sind geschlossene, feine, vollkommen ebenflächige Fugen, die Flächen sind manchmal mit einem feinen Belag von Glimmer und Chlorit bedeckt. Ausgesprochene Harnische und Rutschstreifen sind sehr selten, die Richtung der Rutschstreifen (entsprechend der Gefügekoordinate a) liegt immer ± horizontal; etwas häufiger treten im Millimeterbereich wellenförmige lineare Richtungen (durch Korngefüge als Gefügekoordinate b nachgewiesen) auf, sie stehen vertikal und stimmen mit den β-Achsen im entsprechenden Gebiet überein.

2. Flache bis horizontale Fugen: Diese Fugen sind heute teilweise klaffend offen (bis zu Dezimeterbeträge), teilweise durch jüngste Kluftmineralien in manchmal sehr schöner idiomorpher Ausbildung ganz oder zum größten Teil gefüllt. Die Kluftminerale sitzen als Kristallrasen an der Ober- und vor allem an der Unterseite der Kluftflächen auf, ihre gestaltlichen Längsachsen stehen statistisch ⊥ zur Wand. Die bekannten schönen Kluftminerale des Mont-Blanc-Gebietes entstammen alle diesen flachen klaffenden Klüften, sie kommen niemals in den steilen Fugen vor. Verfolgt man derartige Fugen in horizontaler Richtung, so ändert sich ihre Beschaffenheit derart, daß das Klaffen von mehreren Dezimetern Ausmaß innerhalb von ein paar Meterzehnern in praktisch geschlossene Fugen übergeht.

Irgendwelche Anzeichen für Scherbewegungen an diesen Fugen wurden nicht beobachtet.

Sowohl die vertikalen als auch die horizontalen Fugen kommen in allen Höhenlagen des Mont-Blanc vor; sehr bemerkenswert ist vor allem das Auftreten beider Systeme auch im Bereich des Mont-Blanc-Tunnels, wobei die flachen Klüfte auch hier teilweise klaffend ausgebildet sind; eine eingehende Bearbeitung der Fugen im Tunnelbereich war dem Verfasser allerdings nicht möglich, sie wird von B. BAGGIO durchgeführt.

Während der Abstand zwischen den einzelnen vertikalen Fugen in allen Höhenbereichen konstant bleibt, ändert sich der Abstand zwischen den Horizontalfugen offenbar in charakteristischer Weise: An großen, bis 1500 m hohen Steilaufschlüssen ist nämlich deutlich eine engere Scharung der Horizontalfugen nach oben hin zu erkennen. Eine exakte Nachmessung dieses Tatbestandes konnte allerdings infolge der schwierigen Begehbarkeit des Geländes bisher nicht durchgeführt werden.

Die scharf durch das Gestein durchgreifenden Vertikalfugen stellen Trennflächen des Gesteins dar, an denen es bei der Entnahme von Handstücken meist zerbricht und eine Beobachtung dieser Fugen im Dünnschliff ist daher nur in wenigen Fällen möglich. Besonders interessant sind dabei Fugen im Korngefüge nicht durchbewegten Granit vom Typus A/a. Im Schliff wird ein gänzlich unversehrter, grobkörniger Granit von 2—3 mm breiten, geradlinig begrenzten Bewegungshorizonten durchzogen; diese Horizonte sind mit einem feinen Gemenge von Serizit und kleinem Quarz gefüllt. Die Glimmer zeigen eine straffe || Orientierung der Blättchen und die Quarze eine deutliche Formanisotropie der Körner, wobei die Längsachsen || der Bewegungsfläche liegen. Die statistische Betrachtung des Quarz- und Glimmergefüges lassen eine allerdings nicht sehr deutliche Regelung mit vertikaler Achse erkennen. Es liegt also im Schliffbereich ein Wechsel von Granit A/a zu einem stark durchbewegten Granittyp B (allerdings beschränkt auf wenige Millimeter im Kluftbereich) vor. Das Gefügebild läßt somit deutlich eine stärkere Durchbewegung an diesen Fugenflächen erkennen; wenn schon derartige Beobachtungen im Schliff nur in wenigen Fällen möglich waren, so erscheint eine Deutung der Vertikalfugen im allgemeinen als Scherklüfte doch angebracht.

Werden die vertikalen Scherfugensysteme als Scherfugen gedeutet, so wird die Schnittgerade dieser Fugensysteme β damit zur B-Achse eines Scherungs-B. Die räumliche Lage $\perp$ auf das Scherungs-B, das Fehlen von Scherbewegungen und das teilweise

Klaffen der Fugen legt für die Horizontalklüfte eine Deutung als AC-Fugen korrelat dem steilen Scherungs-B nahe. Unter Umständen deutet das Auftreten von teilweise klaffenden horizontal liegenden AC-Rissen auf eine relativ geringmächtige Überlagerung bzw. einen relativ geringen Gegendruck in Richtung B hin.

5. Gefügekundlich-petrographische Beschreibung der kristallinen Hüllgesteine des Mont-Blanc

Es ist hier keineswegs beabsichtigt, eine eingehende petrographische Studie über die kristallinen Hüllgesteine des Mont-Blanc-Granites anzustellen. Diese im W und SW an den Granit anschließenden kristallinen Hüllgesteine sollen lediglich in ihrer Gesamtheit charakterisiert und vor allem in ihrem Makro- und Mikrogefüge mit dem benachbarten Granit verglichen werden.

Diese Hüllgesteine bilden eine Serie aus Gneisen, Biotit und Serizitschiefern, Amphiboliten, Apliten, Pegmatiten, alten Kalken und Migmatiten und Quarziten; von diesen Gesteinen sollen aber lediglich Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite näher behandelt werden, da sie in weit überwiegender Menge auftreten (vor allem in den dem Granit benachbarten Teilen der Hülle), und eine eindeutige Konfrontation ihres Gefüges mit den Raumdaten des benachbarten Granites ermöglichen.

Makroskopisch zeichnen sich alle diese Gesteine durch einen deutlichen Lagenbau aus; dieser ist einmal verursacht durch eine ausgezeichnete || Orientierung der blätterigen Gefügeelemente (Hell- und Dunkelglimmer) und dann durch einen stofflichen Wechsel von Lagen mit vorwiegend hellen Mineralen mit solchen mit vorwiegend dunklen Mineralen; das Mengenverhältnis der verschiedenen Komponenten und die Korngröße der einzelnen Minerale wechselt teils im Zentimeterbereich und teils im Bereich von mehreren Metern und verursacht so die Mannigfaltigkeit dieser Gesteine. Die s-Flächen (stofflicher Lagenbau und Schieferungsfläche) liegen im allgemeinen im kleinen Bereich betrachtet eben und untereinander ||; verfolgt man aber eine einzelne Lage dieses Gesteins über längere Strecken hinweg im Streichen, so ist bei steilem E-Einfallen eine deutliche wellenförmige Verbiegung dieser Flächengefüge und damit die Ausbildung von steilen Achsen zu erkennen; die räumliche Lage dieser steilen Achsen wurde bereits eingehend beschrieben. Es erscheint bemerkenswert, daß diese im Handstück und im kleineren Aufschluß als typische s-Tektonite erscheinenden Gesteine erst bei Betrachtung eines größeren Bereiches als B-Tektonite erkannt werden können.

Daneben kommen aber sowohl in gneisigen als auch in schiefrig bis phyllitischen Gesteinen Falten im Dezimeterbereich vor; in phyllitischen Gesteinen ist die Faltung, wohl entsprechend der höheren Teilbeweglichkeit dieses Gesteins gegenüber den Gneisen, feiner und enger als in den Gneisen. Die Lage dieser Faltenachsen ist genau || den großräumigen Falten in dem entsprechenden Gebiet.

Unter dem Mikroskop zeigen die Gneise sowohl im Mineralbestand als auch im Korngefüge sehr starke Ähnlichkeit mit gewissen stärker durchbewegten Granittypen! Vor allem treten auch hier Mikroklinholoblasten mit korrodiertem Quarz als Interngefüge auf; ihre Korngröße liegt allerdings im allgemeinen unter der der Granitmikrokline. Die Mikrokline sind auch hier praedeformativ entstanden und zeigen eine intensive Durchscherung, Zerbrechung und Rekristallisation; die Lamellen der Externplagioklase sind analog dazu deutlich gebogen. Zum Unterschied von den Graniten treten hier sehr große s-parallele Muskowite auf; diese zeigen eine starke postkristalline Durchbewegung und Zerscherung.

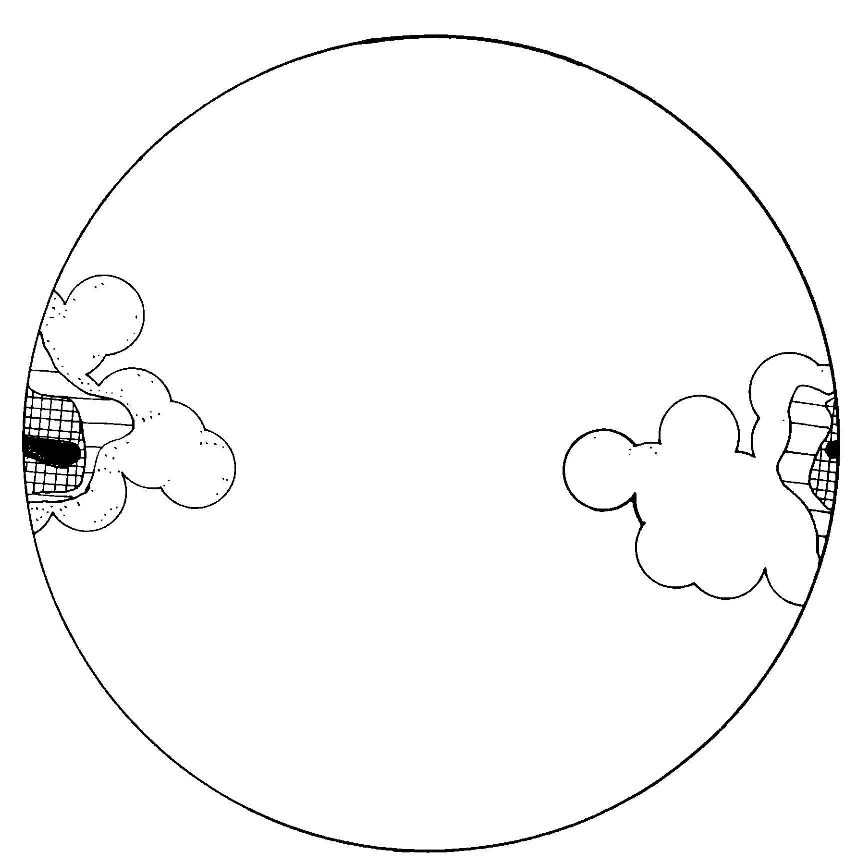
Durch Zunahme von Muskowit, Biotit, Chlorit und Quarz und durch Abnahme des Feldspatgehaltes sowie durch eine deutliche Verringerung der Korngröße gehen diese Gesteine in Glimmerschiefer und Phyllite über, in denen in seltenen Fällen kleine Granate beobachtet wurden.

Posttektonische Neubildung von Feldspatholoblasten kann in den Hüllgesteinen an der W-Seite des Mont-Blanc-Granites nicht beobachtet werden; sie tritt lediglich in den großen Migmatitzonen am SW-Rand des Granites, an der Chapua-Hütte und in geringerem Ausmaß an Nebengesteinseinschlüssen im Granit auf. Diese Beobachtung weist darauf hin, daß die zur Granitbildung gehörende Feldspatblastese und somit die Granitbildung selbst im wesentlichen vor der letzten aus dem Gefüge der Hüllgesteine ablesbaren Bewegung stattgefunden hat. Diese Deutung wird jedoch später einer kritischen Diskussion und zumindest teilweisen Einschränkung zu unterziehen sein.

Als einzige Mineralneubildung wurden in manchen Fällen große Querbiotite mit starkem Sagenitgehalt gefunden.

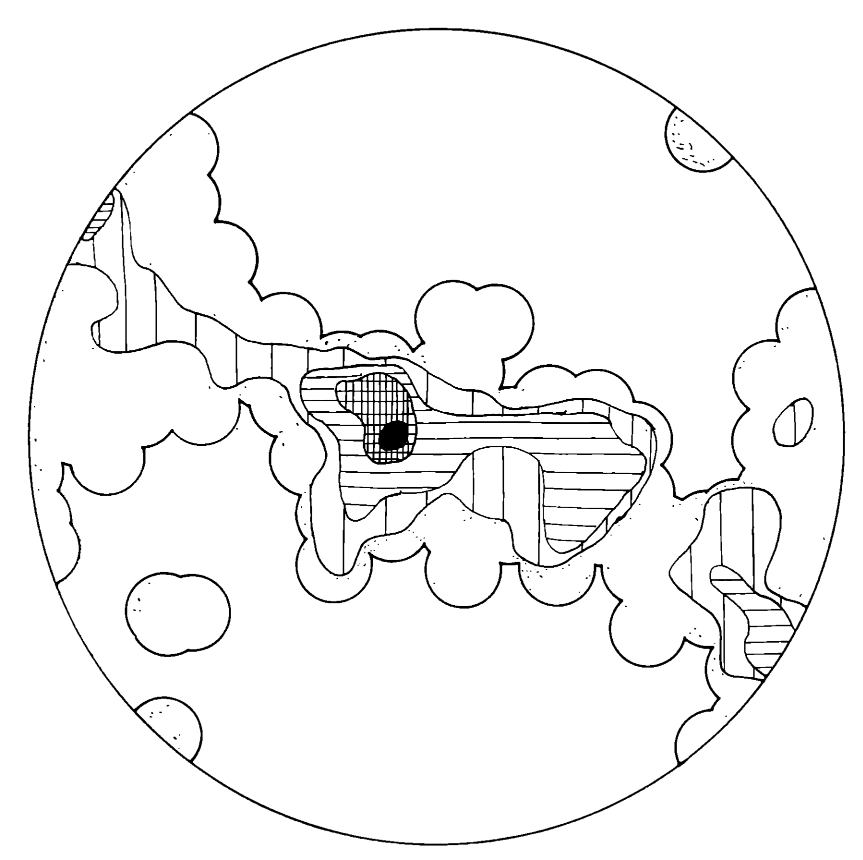
Korngefüge

Die korngefügekundlichen Merkmale dieser Gesteinsserie werden an zwei typischen Vertretern eingehender besprochen und ihre Ergebnisse dann mit zahlreichen Messungen aus anderen Bereichen zusammengefaßt. Das erste Beispiel bildet ein Quarzit aus der Hülle im NW der Prinz-Albert-Hütte. Das Stück stellt



D 34
Quarzit aus der Schieferhülle
Schliff ⊥ s ~ ∥ B
gleiche Orientierung wie D 35
Maximum in c
50 Hellglimmer (Lote auf 001)
28—20—10—2—0 %

im Aufschluß und im Handstückbereich einen typischen s-Tektonit dar, die s-Flächen sind durch feine Glimmerlagen in Zentimeterabstand in einer feinkörnigen, makroskopisch nicht auflösbaren Quarzmasse gegeben; im Aufschluß liegt der Quarzit als mehrere Dezimeter mächtige s-parallele Lage in Schiefergneis. Im Schliff besteht das Gestein aus einem geschlossenen, fast



D 35
Quarzit aus der Schieferhülle
Schliff ⊥ s || B
gleiche Orientierung wie D 34
Maximum in a; Gürtel ⊥ b
120 Quarze C
10—7,5—4—2,5—1—0 %

monomineralischem Gefüge mittelgroßer nicht undulöser Quarzkörner, in denen als offenes Teilgefüge bevorzugt in einzelnen Lagen nahgeordnete kleine nicht gebogene Körner intergranular zwischen den Quarzen liegen (1 %). Es wurden nun zwei Schliffe angelegt; ein Schliff in räumlich vertikaler Lage genau senkrecht zum stofflichen Lagenbau des Gesteins (Schliff A): (D 34) zeigt das Glimmer-

diagramm dieses Schliffes: Es ist ein deutliches Polmaximum vorhanden, das eine schwach angedeutete Längung aufweist, im wesentlichen jedoch das typische Bild eines s-Tektonites mit einem scharfen Maximum der Glimmerlote in c darstellt. Die aus dem Diagramm ablesbare s-Fläche (a-, b-Ebene) fällt mit dem stofflichen Lagenbau und mit der regionalen Lage von s zusammen.

Im selben Schliff erweist sich nun der Quarz als sehr straff geregelt (siehe D 35). Der Quarz zeigt eine deutliche diametrale Gürtelbesetzung, wobei die diesem Gürtel zuordenbaren Quarzkoordinaten nicht mit den Koordinaten des Glimmerteilgefüges zusammenfallen; innerhalb des Quarzgürtels ist ein deutliches Maximum vorhanden, das als Max I um a gedeutet werden kann; das Quarz-Teilgefüge zeigt einen ausgesprochenen B-achsialen Charakter der Regel. Senkrecht auf die in D 34 sichtbare Quarzachse wurde nun ein weiterer Schliff angefertigt, der ebenfalls diesen deutlichen Quarzgürtel, diesmal infolge der geänderten Schnittlage, als peripheren Gürtel zeigt; beide Diagramme sind konstruktiv sehr vollkommen ineinander rotierbar. Die Quarz-B-Achse liegt N 46 W 46 S, sie liegt somit innerhalb des Streubereiches der steilen B-Achsen im Bereich der kristallinen Hüllgesteine.

Die Quarze zeigen außerdem eine ausgezeichnete Regel nach der Korngestalt: Sie liegen als scheiben- bis linsenförmige Gebilde parallel dem stofflichen s und somit auch dem s des Glimmerteilgefüges, wobei statistisch der längste Korndurchmesser in a, der mittlere in b und der kürzeste in c des Glimmergefüges eingeregelt erscheinen.

Es ergibt sich also eine schiefe B-achsiale Überprägung eines älteren durch die Quarzregel nach der Korngestalt, die Glimmerregel und den stofflichen Lagenbau gegebenen s-Tektonites im Handstückbereich; auf die jüngere Beanspruchung reagierte nur mehr der Quarz mit einer Regel nach dem Kornfeinbau, während das Glimmergefüge überhaupt nicht und das Quarzgefüge nach der äußeren Korngestalt ebenfalls nicht davon berührt wurden.

Ähnliche Beobachtungen wurden an zahlreichen s-tektonitischen Typen der Hüllgesteine durchgeführt; infolge der komplizierten Zusammensetzung der Gesteine und der mannigfaltigen noch nicht durchschaubaren Einflüsse der verschiedenen Gefügegenossen waren die beobachteten Regeln nicht so deutlich ausgeprägt wie im obigen Falle, aber doch immer deutlich erkennbar und im angeführten Sinne deutbar, so daß diese Ergebnisse für die s-tektonitischen Hüllgesteine verallgemeinert werden können.

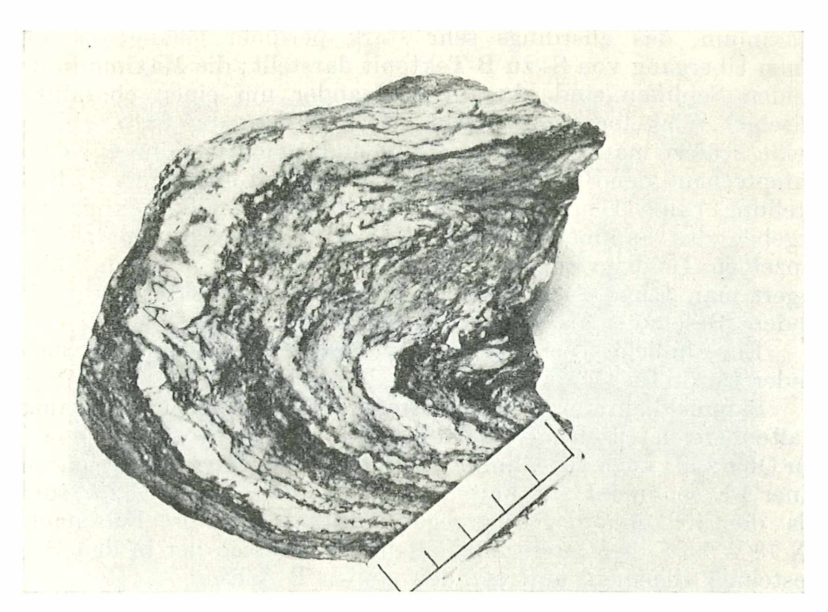


Abb. 9. Biegefalte in Phyllitgneis der Schieferhülle.

Das nächste Beispiel zeigt einen im Dezimeterbereich deutlich gefalteten Phyllitgneis aus den Hüllgesteinen am W-Fuße der Aig. du Midi. Makroskopisch zeigt das Handstück (Abb. 9) einen deutlichen Lagenbau von hellen bis 1 cm mächtigen quarzreichen, glimmerfreien und dunklen stark glimmerhältigen phyllitisch ausgebildeten Lagen. Durch die Faltung ist dieser Lagenbau gebogen und dabei in verschiedenem Grade zerbrochen und durcheinandergemengt, wobei die dunkleren Partien meist eine feinere Faltung aufweisen als die hellen.

Im Schliff erweisen sich die hellen Lagen als geschlossenes Gefüge mittlerer bis kleiner nicht undulöser Quarze mit einer geringen Beimengung von Plagioklas gleicher Größe und großem Kalifeldspat mit Epidot als Intergefüge (aber ohne Internplagioklase). Die dunklen Lagen zeigen ein Gemenge von deutlich postkristallin gebogenem Hellglimmer, Chlorit, etwas Biotit und einem reichen Anteil an Epidot.

Zur Prüfung der Abwickelbarkeit und der Homogenität der Falte wurden zwei Schliffe entnommen. In beiden Schliffen wurden der Quarz und vor allem das Glimmergefüge eingemessen. Die beiden Glimmerdiagramme ergeben jeweils für sich ein deutliches

Maximum, das allerdings sehr stark peripher gelängt ist und einen Übergang von S- zu B-Tektonit darstellt; die Maxima in den beiden Schliffen sind aber gegeneinander um einen charakteristischen Winkelbetrag verdreht. Wickelt man die Falte ab, das heißt, rotiert man den einen Schliff und Diagramm um etwa 104° entsprechend der Biegung des Lagenbaues und überlagert in dieser Stellung beide Diagramme, so decken sich beide Maxima und ergeben das Sammeldiagramm 3, das in seiner Symmetrie den einzelnen Teildiagrammen 1 und 2 vollkommen entspricht; überlagert man 1 und 2 unrotiert, so zeigt das Sammeldiagramm eine andere Besetzung als die einzelnen Teildiagramme.

Ein ähnliches Verhalten der verschiedenen Teilgefüge zueinander wurde für Quarz festgestellt.

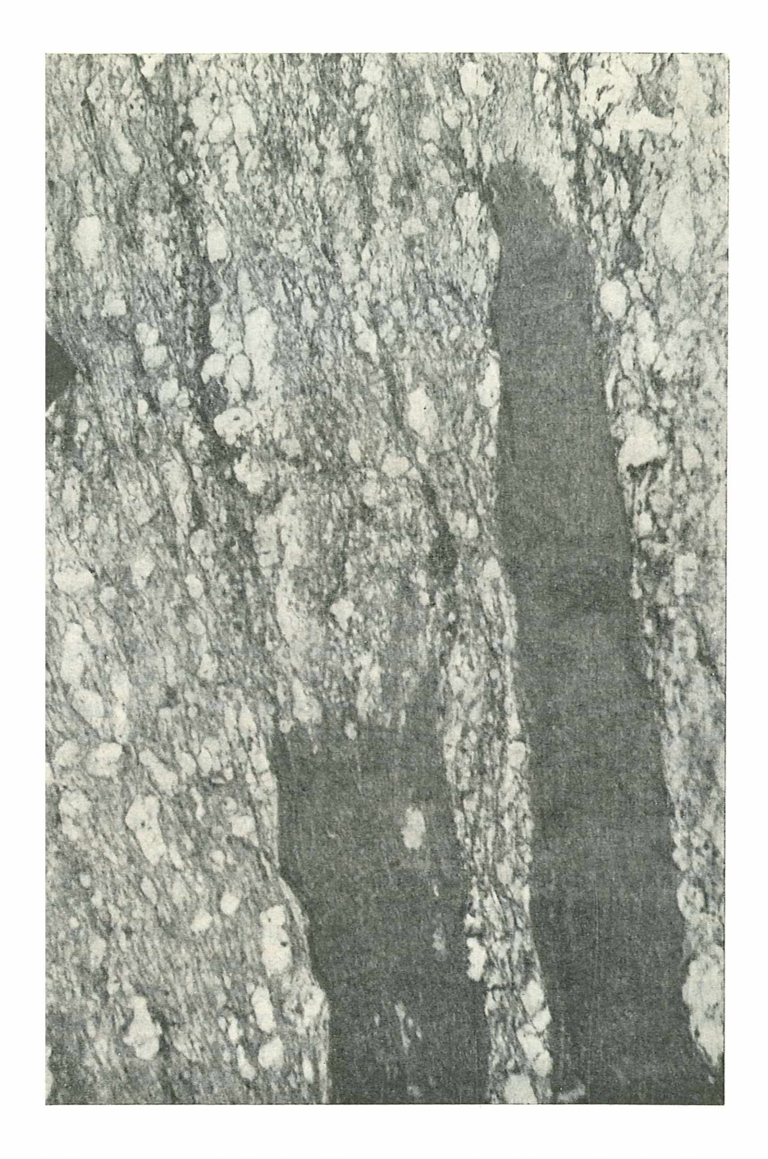
Sammeldiagramme aus mehreren Schliffen über den ganzen Faltenbereich ergeben (bei Betrachtung ohne Rotation) sowohl für Quarz als auch für Glimmer eine deutliche Gürtelbesetzung mit einer SE senkrecht zur Faltenachse. Die Falte erweist sich somit als deutlich inhomogen geregelte Biegefalte; die Faltenachse (N 78 W 55 S) liegt steil und fällt in den Bereich der in den Hüllgesteinen allgemein auftretenden steilen B-Achsen.

Ähnliche derartige steilstehende Biegefalten im Handstückbereich wurden über das ganze Gebiet der kristallinen Hüllgesteine verteilt beobachtet und im Sammeldiagramm dargestellt. Diese B-Achsen liegen (siehe D 23) um den Pol β 1 des II Kreises II 1 im Sammeldiagramm der s-Flächen der Hüllgesteine D 23, das rein konstruktiv ermittelte β 1 ist also eine reelle B-Achseneinrichtung B 1; die im Diagramm s 4 ebenfalls angedeutete flache β-Achse β 2 konnte als reale B-Achse weder makroskopisch noch im Korngefüge nachgewiesen werden.

Eine Andeutung einer derartigen flachen B-Achse findet sich jedoch in einem Quarzgürtel den J. v. RAUMER (⊥) aus dem Quarzporphyr am NE-Rand des Granites beschreibt; vom Verfasser konnten diese Gesteine leider nicht mitbearbeitet werden.

6. Gesteinseinschlüsse im Granit

An zahlreichen Stellen im Granitgebiet kommen Einschlüsse kristalliner Hüllgesteine im Granit selbst vor. Die Größe der Einschlüsse variiert von wenigen Zentimeter langen Linsen (diese kommen weitaus am häufigsten vor) bis zu mehreren Meter langen Dezimeter mächtigen Lagen, ja schließlich bis zu mehreren Meterzehnern, ja Meterhunderter mächtigen Paketen, die allseits von Granit umschlossen sind. Petrographisch und im Korngefüge



). Reste von auskeilenden Nebengesteinseinschlüssen im Granit (Mer de Glace).

handelt es sich bei allen diesen Gesteinen um dieselben Typen, wie sie im Kapitel über die kristallinen Hüllgesteine bereits übersichtsweise gekennzeichnet worden waren.

Da der größte Teil der Einschlüsse eine sehr geringe Größe aufweist, ist es verständlich, daß die makroskopisch als s-Tektonite ansprechbaren, durch stofflichen || Lagenbau ausgezeichneten Gesteine fast ausschließlich das Material der Einschlüsse bilden (der beobachtbare Bereich ist eben im Vergleich zur Größe der Falten zu klein). Alle diese Einschlüsse sind formanisotrop, das heißt, sie bilden relativ dünne Scheiben || s; wie schon erwähnt, zeigen die Scheiben eine ausgezeichnete Regel nach der Korngestalt, in dem ihr s statistisch untereinander || angeordnet ist und zudem mit dem generellen s der kristallinen Hüllgesteine übereinstimmt. Die von N. OULIANOFF angegebene NS-Orientierung der Fremdeinschlüsse konnte auf Grund der vorliegenden Untersuchungen nicht bestätigt werden.

Die statistische Einmessung des Korngefüges ergibt auch hier, vor allem bei Quarz, eine Gürtelbesetzung, wobei die B-Achsen statistisch mit den Achsen in den Hüllgesteinen zusammenfallen. Die Beeinflussung der Einschlüsse durch den umgebenden Granit ist im allgemeinen gering (siehe Abb. 10). Eine stoffliche Umwandlung und eine deutliche Mineralneubildung tritt meist nicht ein. In Abb. 10 ist außerdem deutlich erkennbar, daß die im granitischen Neosom angedeuteten flächigen Gefügeelemente || den s-Flächen der Schiefereinschlüsse liegen. Die statistische || Orientierung dieser s-Flächen in den Einschlüssen mit dem generellen s der kristallinen Hüllgesteine außerhalb des Granitkörpers legen im Verein mit zahlreichen derartigen Gefügebildern wie Abb. 10 die Annahme nahe, daß es sich bei diesen Einschlüssen um praktisch in ihre Drehlage unveränderte Relikte eines älteren, vorgranitischen Gesteins handelt.

Neben diesen Einschlüssen mit makroskopisch deutlichem s-tektonischen Charakter wurden auch vereinzelte Falten im Dezimeterbereich als Einschlüsse im Granit gefunden; diese Funde sind allerdings ziemlich selten. Ein besonders schönes Beispiel dieser Art zeigt Abb. 11. Ein im Dezimeterbereich deutlich gefaltetes phyllitisches Gestein wird || s von einer etwa 3 cm mächtigen Lage eines mittelkörnigen „granitischen Neosoms" durchsetzt, das genau konkordant dem gebogenen s des Phyllonites im Gestein liegt. Das Handstück entstammt einem mehrere Meterzehner mächtigen Schiefereinschluß am Ende des Charpua-Gletschers. Unter dem Mikroskop erweist sich der phyllonitische Anteil des Gesteins als ein Quarz-Glimmer-Phyllonit mit mittleren Quarzen

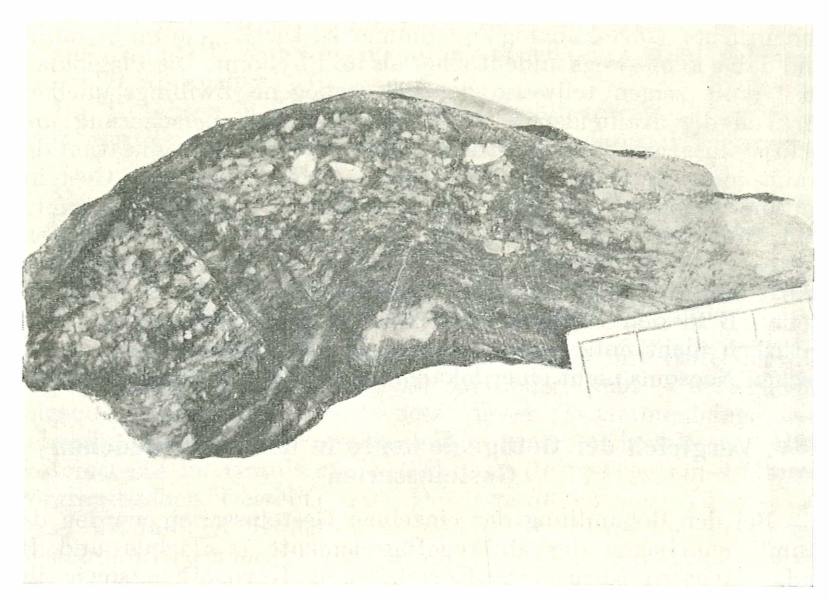


Abb. 11. Gefalteter Phyllitgneis mit granitischem Gang als Einschluß im Granit.

und einem feingefältelten feinschuppigen Filz aus Biotit und Serizit. Die leukokrate, mittelkörnige Zwischenmasse zwischen den Phyllonitpartien zeigt alle wesentlichen Merkmale eines mittelmäßig durchbewegten Granites: Vor allem eine starke Sprossung von Plag. (An 0—5) und Kalifeldspat, wobei Plagioklas auch hier wieder als Einschluß im Kalifeldspat auftritt; Konzentration des Quarzes in einzelne Quarzinseln; teilweises Zerbrechen der Kalifeldspatholoblasten und der Plagioklase und Auflösung in ein feinstkörniges Quarzgefüge und Fehlen der undulösen Großquarze. Als Besonderheit tritt hier noch ein hoher Epidotgehalt hinzu. An der Grenze zwischen Phyllonit und „Granit" tritt ein etwa 0,5 cm breiter Saum auf, der nur aus feinkörnigem Epidot und Biotit (etwa zu gleichen Teilen) besteht. Auf die Frage der Entstehung dieses granitischen Neosoms, ob durch Stoffzufuhr oder durch Mobilisation in situ und dergleichen soll hier nicht eingegangen werden, sondern nur auf das Verhältnis von Deformation und Kristallisation. Die Glimmer sind in beiden Gesteinsbereichen paratektonisch entstanden, sie zeigen eine deutliche B-achsiale Gürtelbesetzung, die B-Achse fällt mit den Koordinaten des Handstückes zusammen. B steht steil. Quarz zeigt ebenfalls in beiden Teilen einen ziemlich

undeutlichen Gürtel analog zu Glimmer B. Die Regeln im „Granit“ sind dabei keineswegs undeutlicher als im Phyllonit. Die Plagioklase im Granit zeigen teilweise deutlich gebogene Zwillingslamellen; ein Teil der Kalifeldspate zeigt postkristalline Zerscherung und Rekristallisation. Es erweist sich somit, daß die Kristallisation des granitoiden Neosoms, die B-achsiale Deformation des Gesteins und die Regelung von Quarz und Glimmer etwa gleichzeitig erfolgt sind. Stellt man die Bildung des granitischen Neosoms in diesem Gestein in die gleiche Zeit wie die Bildung des Granites im Großen, so hat man die Möglichkeit, die Granitgrenze mit der Prägung des steilen B in den Hüllgesteinen (B 1) zu parallelisieren. Es kann natürlich nicht entschieden werden, ob die Bildung dieses granitischen Neosoms nicht einer lokalen Mobilisation zuzuschreiben ist.

V. Vergleich der Gefügeelemente in den verschiedenen Gesteinsserien

Bei der Behandlung der einzelnen Gesteinsserien wurden die räumlichen Lagen der Makrogefügeelemente (s-Flächen und B- und β-Achsen) sowie ihre Korrelate im Korngefüge sowie ihr Ausdruck im morphologischen Bild des Gebietes bereits eingehend behandelt; hier sollen alle diese Daten noch einmal übersichtlich zusammengefaßt werden.

1. Die Lage der s-Flächen in den kristallinen Hüllgesteinen am Rand des Granitmassives und an dessen SW-Ende sind statistisch konstant, ihr Streichen schwankt um N 49 E, ihr Fallen um 60° nach SE. Irgendwelches Umbiegen oder Ausweichen der s-Flächen am SW-Ende des Granitkernes fehlt.
2. Die Lage der s-Flächen in den helvetischen Sedimenten an der W- und SE-Seite des Granitkernes fällt statistisch mit dem oben angeführten s-Streichen zusammen.
3. Die s-Flächen der im Granit eingeschlossenen Hüllgesteine zeigen statistisch dieselbe Raumlage wie in den geschlossenen Hüllgesteinsgebieten außerhalb des Granites.
4. Im Granit und in den kristallinen Hüllgesteinen treten steilstehende Scherungsfugen im vertikalen $\beta = B$ auf; das ganze Granitgebiet stellt in Hinblick auf das steile β einen Homogenbereich dar. Innerhalb des Granites schwankt die Lage von β in dem in Diagramm D 23 stark umrandeten Bereich (B_2).
5. In den kristallinen Hüllgesteinen treten sowohl im Klein- als auch im Großbereich steile B-Achsen auf, ihre Lage ist in Diagramm D 23 (gestrichelter Bereich) eingezeichnet und ihre Schwankung deutlich erkennbar (B_1).

6. In den helvetischen Sedimenten treten ebenfalls steile Achsen auf, die in D 23 eingetragen sind; sie liegen nun sowohl im Bereich von B_1 als auch von B_2.
7. Die B-Achsen in den Hüllgesteinseinschlüssen im Granit fallen in den Bereich der B-Achsen in den kristallinen Hüllgesteinen (B_1).
8. Die Achsenlagen des Scherungs-B im Granit (B_2) und der Achsen in den Hüllgesteinen (B_1) liegen wohl nahe aneinander, ihre Schwerpunkte fallen aber deutlich auseinander.
9. Flache B-Achsen sind mit Ausnahme von vereinzelten Beobachtungen im Helvetikum nirgends beobachtet worden.

Auf Grund dieser Beobachtungen können mit Hilfe der hier angewendeten gefügekundlichen Methoden und Überlegungen folgende Thesen für die Genese dieser Zusammenhänge vorgebracht werden: Die steilgestellten und steilgefalteten Hüllgesteinsreste im Granit stellen offenbar Restgefüge eines älteren, vorgranitischen Gesteins dar. Der Granit ist also jünger als diese kristallinen Hüllgesteine und jünger als die in diesem Gestein auftretenden steilen Achsen (Plan B_1). Die Platznahme des Granites erfolgte derart, daß eine mechanische Drehung dieser Fragmente aus ihrer ursprünglichen Lage nicht erfolgte. Eine Angabe in welcher der bei OULIANOFF angegebenen 4 Orogenesen diese Faltung bzw. Granitplatznahme erfolgt, kann nicht gegeben werden.

Nach dieser Granitentstehung erfolgte eine neuerliche Deformation des Gebietes mit einem etwas von Plan B_1 abweichenden Plan B_2 von ebenfalls steilachsiger Lage der B-Achsen. Dieser Plan äußerte sich in einer steilachsialen Zerscherung des Granitkörpers und einer weitgehenden deformativen Umgestaltung des Granitkorngefüges. Die Stellung der helvetischen Sedimente ist nicht eindeutig zu erklären: Ihre steilen Achsen liegen nämlich sowohl im Bereich von B 1 als auch von B 2; es kann jedoch angenommen werden, daß Plan B 2 jünger als diese Sedimente ist, da er diese verformt hat, B_2 ist demnach alpidisch. (Die relativ weite Streuung dieser Achsen wird als eine lokale Modifikation dieses Planes aufgefaßt.)

Das Hauptproblem bei dieser Deutung bildet die Frage, ob der Unterschied der Pläne B_2 (Scherungs-B in Granit) und B_1 (B in Hüllgesteinen und Einschlüssen) ausreicht, um zwei voneinander unabhängige Deformationen anzunehmen. Nimmt man eine geologisch einzeitige Entstehung aller dieser steilen Achsen an, vor allem stellt man die Prägung der steilen Achsen in den Sedi-

menten in die gleiche Zeit wie die in den Hüllgesteinen (die ihrerseits sicher älter ist als der Granit), so muß die Genese bzw. die Platznahme des Granites als alpidisch angesehen werden. Die Granitbildung wäre dann einer steilen Faltung des Helvetikums und des Altkristallins gefolgt, der Granit selbst aber seinerseits noch einmal nach Plan B_2 zerschert und deformiert worden. Dieser Deutung steht aber entgegen, daß bei ziemlich enger Scharung der Pole von B_1 bzw. B_2 und dabei deutlicher Trennung der beiden Bereiche voneinander (D 23) die Pole der Achsen in den Sedimenten eben in beiden Bereichen vorkommen und doch offenbar dem Plan B_2 zuzuordnen sind; der Plan B_1 ist dann älter, somit die Granitgenese voralpidisch.

Wie eben aufgezeigt wurde, ergeben sich bei der Bearbeitung dieses Gebietes mit gefügekundlichen Mitteln Möglichkeiten einer Deutung der Granitgenese als sehr junges alpidisches Ereignis. Wenn auch die hiefür zur Verfügung stehenden gefügekundlichen Kriterien, eben die Lage der steilen Achsen im Helvetikum, gerade in diesem wichtigen Punkt etwas zweideutig erscheinen, so ist doch die traditionelle Annahme einer herzynischen Granitgenese als weitaus wahrscheinlicher anzunehmen. Es muß natürlich auch auf die Möglichkeit einer alpidischen teilweisen Remobilisation eines älteren Granitkernes hingewiesen werden.

Zur Deutung der steilen Achsen selbst: 1. Die steilen Achsen liegen in den kristallinen Hüllgesteinen schief auf einem steilstehenden s (B_1) (siehe Korngefüge der Hüllgesteine). 2. Im Granit, in den kristallinen Hüllgesteinen und in den helvetischen Sedimenten treten außerdem noch steilstehende Scherfalten auf (B_2).

ad 1. Die Achsen können nun in horizontaler Lage der s-Flächen geprägt und nachträglich steilgestellt worden sein oder es erfolgte zuerst eine Steilstellung der s-Flächen um eine großräumige N 50 E streichende horizontale Achse und dann eine weitere Deformation ungefähr in Richtung der großräumigen Achse, die zur schiefen Aufprägung der steilen Achsen führte. Eine Entscheidung, welche dieser beiden Möglichkeiten nun tatsächlich verwirklicht wurde, ist nicht möglich. Die achsenprägenden Deformationen erfolgten in einem Gestein mit relativ hoher abnormer Mobilisation, also unter hohem Druck und Temperatur in größerer Tiefe.

ad 2. Der Plan B_2 verursachte eine Zerscherung und teilweise Diaphtorese des Gesteines nach einem steilen Scherungs-B; diese Bewegungen sind die jüngsten im Gestein ablesbaren Deformationen und sind vermutlich mit den heute vorliegenden Koordinaten geprägt worden, wobei die Deformation auf seitliche Einengung

zurückzuführen ist. Die relativ geringe Überdeckung des Gebietes ermöglichte das Ausweichen in Richtung B_2 und damit die Bildung der teilweise offenen AC-Risse. Eine geringere Tiefe dieser Gefügeprägung wird auch durch den weniger raumstetigen, mehr rupturellen Charakter dieser Deformation angedeutet.

Die bei 1 erwähnte Steilstellung der Schichten durch eine flache Achse kann nur sehr undeutlich direkt nachgewiesen werden, sie erscheint aber aus den s-Flächendiagrammen der Hüllgesteine annehmbar.

Abschließend soll ein den Beobachtungen am besten entsprechendes schematisches Bild des Ablaufes aller dieser Ereignisse soweit sie mit den angewendeten gefügekundlichen Mitteln erkennbar sind, gegeben werden.

1. Steilstellung variscischer Gesteine nach einer horizontalen Achse.
2. Prägung steiler Achse B_1 in diesen Gesteinen.
3. Platznahme des Granites in den Gesteinen. Für die Platznahme des Granites war entscheidend die großräumige Anordnung der s-Flächen nicht das diesen aufgeprägte steile B das vom Granit vorgefunden und in seinen Einschlüssen ohne merkliche Desorientierung übernommen wurde.
4. Prägung der steilen Achsen B 2 als letzte Deformation (sicher alpidisch).

VI. Literaturverzeichnis

BAGGIO, P., Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere. Studi e Ricerche della Divisione Geomineraria, Vol. I—1958.

BAGGIO, P. e MALARODA, R., Il trafore del Monte Bianco prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 2500 alla progressiva 3700. Accademia Nazionale dei Lincei, Serie VIII vol. XXXIII, fasc. 3—4, Serie Settembre/Ottobre 1962.

BOWEN und TUTTLE, High temperature albite and contignous feldspars. Journal of Geology, Vol. 58, Nr. 5, Sept. 1950.

CADISCH, J., Geologie der Schweizer Alpen. Basel 1953.

CITA, M. B., Studi geologiei sulla Val Ferret Italiana. Boll. Serv. geol. Ital. 75, 1 — 1953.

CORBIN, P. und OULIANOFF, N., Carte geologique du Massiv du Mont-Blanc bis 1956.

DRESCHER, KADEN, Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer-Verlag 1948.

FRANCESCHETTI, G., Manifestazioni mettalifere nel granito del Monte Bianco e negli scisti incassanti (Versante italiono). Studi e Ricerche della Divisione Geomineraria, Volume III, Roma 1960.

GRASMÜCK, K., Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc-Massivs. Eclogae Geologicae Helvetiae, Bd. 54/2.

HEIM, A., Geologie der Schweiz. Leipzig 1921.

KALBEEK, F., KONIG, H., DEN TEX, E., Complementary wrench faults and related structure in the crystalline rocks of the Belledonne Massiv. Ovdruck Geologie en Mijnbouw 40e Jaargong, 7. Juli 1961.

KARL, F., Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Jb. d. Geol. Bundesanstalt Wien, Jg. 1959, 102. Bd., Heft 1.

— Über einige tektonische und petrographische Beobachtungen im Gotthard und Aar-Massiv und im Raum nördlich Bellinzona. Verhdlg. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1952.

KRUMMENACHER, D. und EVERNDEN, Determination d'age isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. S. M. P. M., Bd. 40, Heft 2, 1960.

MEHNERT, K. R., Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschritte der Mineralogie, 37. Bd., Jg. 1959, Heft 2.

OULIANOFF, N., Granite-Gneiss dous le massiv du Mont-Blanc. Report of the International Geological Congress, XXI Session, Norden, Copenhagen 1960.

— Quelques considerations géologiques en rapport avec le percement du massif du Mont-Blanc. Extrait des Comptes Rendus du Congres des Soiertes Savantes tenu a Chambery et a Annecy en 1960.

PLESSMANN, W. und WUNDERLICH, H. G., Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. Neues Jb. Geologie, Paläontologie — 1961, S. 199 bis 210.

PLESSMANN, W., Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard und Mont-Blanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl., IIa, Math. Phys. Chem. Abt. 1958, S. 153—188.

PURTSCHELLER, F., Über flächige und achsiale Gefügeelemente in den Graniten des Mont-Blanc-Gebietes. Anzeiger dermath. naturw. Klasse der Österr. Akad. d. Wiss., Jg. 1961, Nr. 5, S. 39—44.

— Über flächige und achsiale Gefügeelemente in den Graniten des Mont-Blanc-Gebietes II. Anzeiger der math. naturw. Klasse der Österr. Akad. d. Wiss., Jg. 1961, Nr. 13, S. 218—222.

RAUMER, J., Fließgefüge und Tektonik in den Quarzporphyren des Mont-Blanc. N. Jb. Geol. Paläontologie, Abh. 117, Festband Lotze, April 1963.

SANDER, B., Einführung in die Gefügekunde der Geolog. Körper I und II. Wien, Innsbruck 1948—1950.

TUOMINEN HEIKKI, The structural position of the Orijärvi Granodiorite and the problem of synkinematic granits. Bulletin de la Commission de Finnlande, Nr. 196, 1961.

TRÖGER, W. E., Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1959.

— Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. 1935.

Zusammenfassung

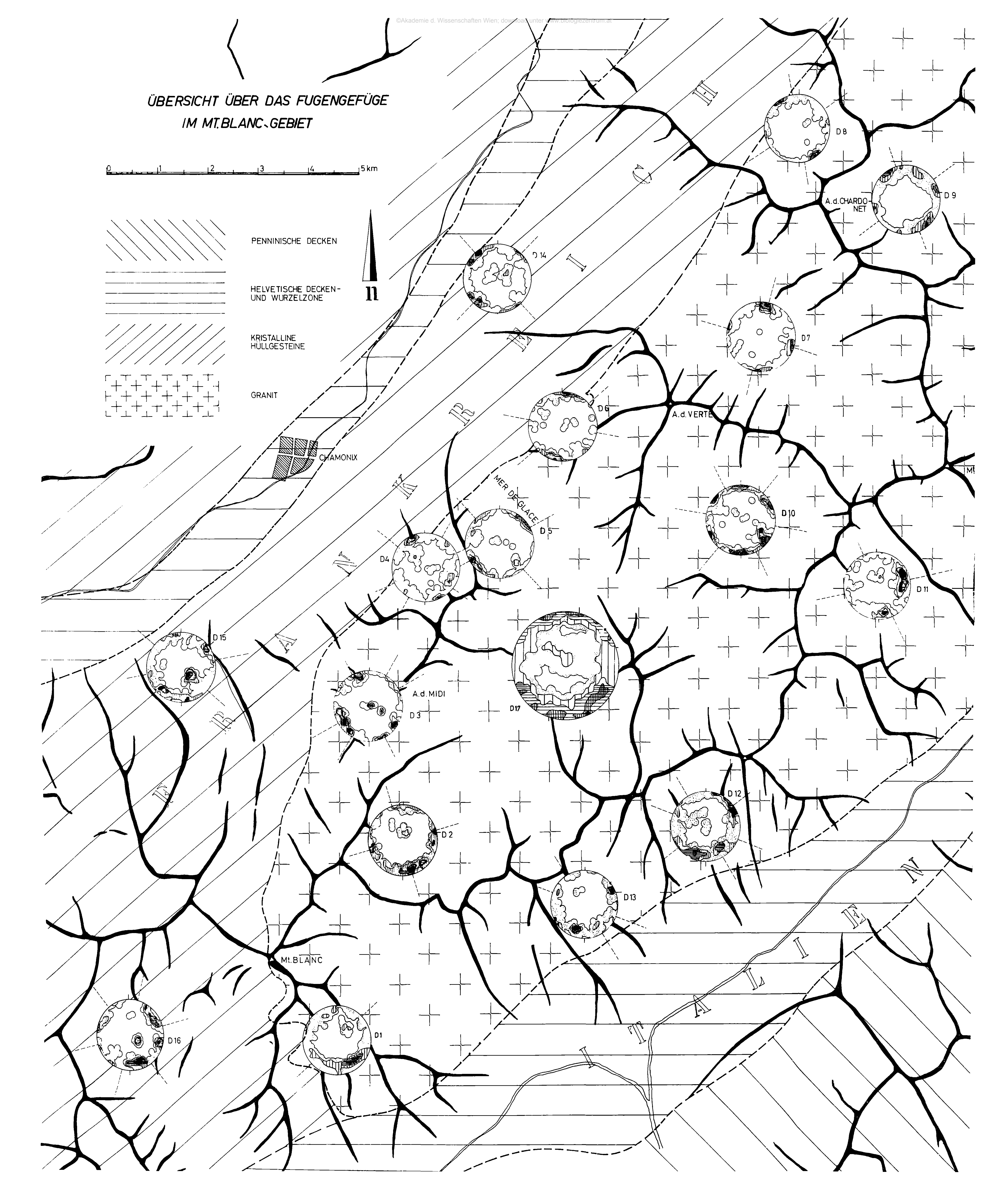
Im Untersuchungsgebiet sind zwei Achsenpläne festzustellen. Plan B_1 umfaßt steile Biege- und Scherfalten (52 W 66 S) die in den kristallinen Hüllgesteinen, in den Nebengesteinseinschlüssen im Granit auftreten. Plan B_2 umfaßt ein vertikales Scherungs-B, das im Granit und in den angrenzenden Gesteinen gleichermaßen auftritt. B_2 ist jünger (alpidisch) als B_1; die Granitplatznahme erfolgte zwischen der Prägung der beiden Hauptachsenrichtungen.

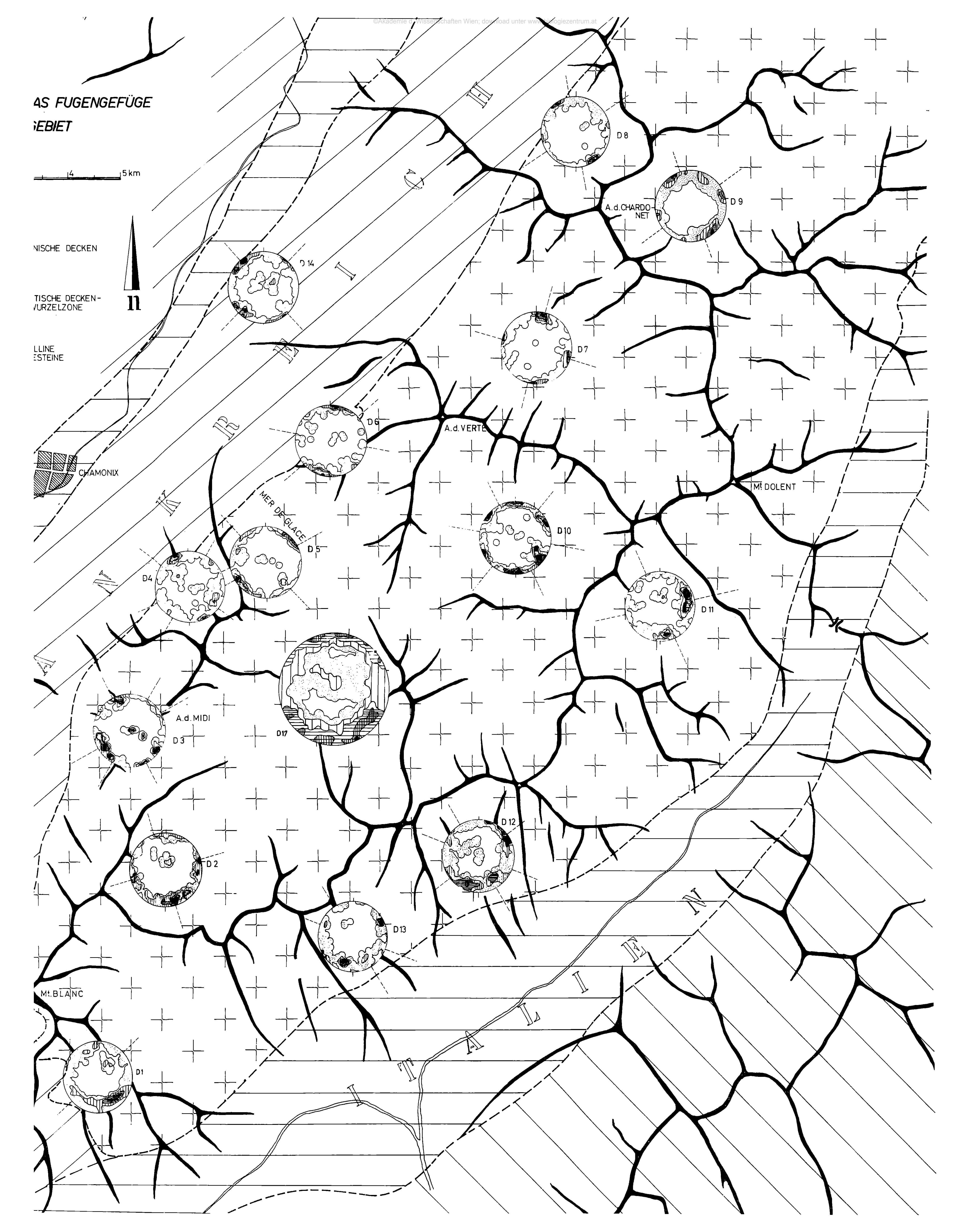
Die Platznahme des Granites erfolgte ohne eine Drehung der heute im Granit eingeschlossenen Nebengesteinsreste; eine relativ plötzliche Intrusion größerer Massen granitischen Magmas erscheint als Entstehungsmechanismus unwahrscheinlich.

Je nach dem Grad der Durchbewegung durch B_2 wurde eine verschiedene Ausbildung des Granitkorngefüges von grobkörnigem „porphyrischen" Granit bis zu einem „phyllonitischen" Granit beobachtet.

Alle s-Flächen und Achsenmessungen wurden durch Korngefügeuntersuchungen kontrolliert und bestätigt.

Die Scharen steilstehender Scherungsfugen nach Plan B_2 verursachen den morphologischen Formenschatz im Mont-Blanc-Gebiet.


ÜBERSICHT ÜBER DAS FUGENGEFÜGE
IM MT.BLANC-GEBIET
0 1 2 3 4 5 km
PENNINISCHE DECKEN
HELVETISCHE DECKEN- UND WURZELZONE
KRISTALLINE HÜLLGESTEINE
GRANIT
n
CHAMONIX
MER DE GLACE
A.d.VERTE
A.d.CHARDONNET
A.d.MIDI
Mt.BLANC
D1
D2
D3
D4
D5
D6
D7
D8
D9
D10
D11
D12
D13
D14
D15
D16
D17
FRANKREICH
ITALIEN



AS FUGENGEFÜGE
GEBIET
4
5 km
NISCHE DECKEN
TISCHE DECKEN-
WURZELZONE
LLINE
ESTEINE
n
FRANKREICH
ITALIEN
CHAMONIX
MER DE GLACE
A.d.MIDI
A.d.VERTE
A.d.CHARDONNET
Mt.DOLENT
Mt.BLANC
D1
D2
D3
D4
D5
D6
D7
D8
D9
D10
D11
D12
D13
D14
D17